

KORNGEFÜGESTUDIEN AN
QUARZFÜHRENDEN TEKTONITEN DES
OSTBAYERISCHEN GRENZGEBIRGES

Ulrich Krauß

München 1967

KORNGEFÜGESTUDIEN AN QUARZFÜHRENDEN TEKTONITEN DES OSTBAYERISCHEN GRENZGEBIRGES

Inaugural-Dissertation

**zur Erlangung der Doktorwürde
der Hohen Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Ludwig-Maximilians-Universität
zu München**

vorgelegt von

Ulrich Krauß

aus

Wiesbaden

München 1967

KÖRNERFÜHRSTUDIEN AN
QUARZFÜHRENDEN TEKTONITEN DES
ÖSTBAYERISCHEN GRENZGEBIRGES

Inaugural-Dissertation
zur Erlangung der Doktorwürde
der Hohen Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Ludwig-Maximilians-Universität
zu München



1. Berichterstatter: Prof. Dr. G. Fischer
2. Berichterstatter: Prof. Dr.-Ing. A. Maucher

Tag der mündlichen Prüfung: 22. 2. 1967

Vorwort

Diese Arbeit entstand in den Jahren 1963-1966 am Institut für Gesteinskunde der Universität München.

Meinem hochverehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. G. FISCHER, der mir diese Arbeit übertrug, der mich wissenschaftlich förderte und auf dessen Fürsprache hin ich von der Deutschen Forschungsgemeinschaft finanziell unterstützt wurde, möchte ich an dieser Stelle von Herzen danken.

Ich habe mich ferner zu bedanken bei Herrn Prof. Dr. G. ANGENHEISTER vom Institut für angewandte Geophysik, sowie bei Herrn KRIEGER vom mathematischen Institut für Beratung in Fragen der Statistik und bei Herrn Dr. TROLL vom Institut für Gesteinskunde für manche klärende Diskussion.

Inhaltsverzeichnis

I.	Einleitung, Problemstellung, Übersicht	1
II.	Methodik	
	1. (a) Raumlage der Quarzkörner; Bestimmen mit dem U-Tisch	4
	(b) Auswerten der Punktdiagramme	5
	2. (a) Rekristallisation	9
	(b) Zur Beschreibung der Intergranulare	17
III.	Frühere Bearbeitungen	19
IV.	Gesteinsbeschreibungen	
	1. Saxothuringische Gesteine aus der Umgebung von Neustadt/WN	
	(a) Granat-Disthen-Gneis	22
	(b) Graphit-Phyllit	23
	(c) Orthogneis	24
	(d) Graphitquarzit (Fahrbühl)	26
	2. Moldanubische Gesteine	
	(a) Die quarzitischen Glimmerschiefer des Ossergebietes	32
	(b) Höher metamorphe Äquivalente der Osserserie	38
	3. Die Gesteine der blastomylonitischen Bewegungszonen	39
	(a) Der Orthoblastomylonit von Drachselsried	40
	(b) Blastomylonit nach Cordieritgneis (Exenbach)	42
	(c) Der Blastomylonit von der Plattenhöhe	43
	(d) Quarzitischer Blastomylonit vom Lassenstein	44
	(e) Die blastomylonitische Formung der Gneise in der Rundinger Zone	45
V.	Zusammenfassung	46

Einleitung, Problemstellung, Übersicht.

Gesteine kann man als thermodynamische Systeme, ihre Metamorphose als Zustandsänderung auffassen.

Die Eigenschaften der Gesteine sind Ausdruck der physikalisch-chemischen Bedingungen, welche bei der Gesteinsbildung und -umwandlung herrschten. Der Geologe beschreibt diese Eigenschaften und bewertet sie, wobei er die Ergebnisse naturwissenschaftlicher Experimente und die Beobachtung gegenwärtigen Naturgeschehens zur Grundlage seiner Betrachtung macht (Ähnlichkeitsprinzip, Aktualismus).

Der Umstand, daß die den durchlaufenen Zuständen entsprechenden Gleichgewichte oft nur unvollkommen erreicht werden, erlaubt es, die Zeitabfolge der verschiedenen Begebenheiten zu klären.

Hat ein Gestein eine isochemische Metamorphose erlebt, so kann man oft noch das Ausgangsgestein erkennen.

Die thermodynamische Gleichgewichtslehre wurde zuerst von GOLDSCHMIDT beim Studium chemisch-mineralogischer Veränderungen im Verlauf der Gesteinsmetamorphose angewandt. Auf die symmetrologischen Beziehungen zwischen Deformation und Gefüge haben SANDER und SCHMIDT hingewiesen.

"Die Raumdaten im Innern eines betrachteten Bereiches beschreiben dessen Gefüge." (SANDER) Aufgabe der Gefügekunde ist es somit, die räumliche Anordnung von Teilen der Erdkruste zu beschreiben und zu deuten. Dabei werden die Ergebnisse "ähnlicher" Versuche (Deformation und Anlassen von Werkstücken) berücksichtigt.

Die Gefügekunde ist also einesteils Materialphysik, indem sie die Wirkung geologischen Geschehens auf Gesteine untersucht, zum andren ist sie eine historische Wissenschaft, indem sie die Zeitigkeit zwischen geologischen Akten zu klären trachtet.

Eine Gesteinsmetamorphose ist ein Geschehen zusammengesetzt aus mehreren Teilvorgängen. Begrifflich können wir dabei die drei Teilereignisse "Deformation" "Rekristallisation" "Stoffwanderung" auseinanderhalten, und diese finden oftmals, wie die Erfahrung lehrt, nicht gleichzeitig statt.

Die Geschichte der Gneisseries im Bayerischen Wald ist gekennzeichnet durch mehrfache Folgen solcher Teilereignisse.

In dieser Arbeit werden die Quarzgefüge einiger Metamorphite aus dem Bayerischen Wald beschrieben und es wird versucht, hieraus die Zeitabfolge von Deformationen und Rekristallisationen abzuleiten.

Es sind deshalb zunächst die Gefügemerkmale, welche durch solche Prozesse erzeugt werden, zu bewerten.

Als Ergebnis der Deformation wird die Regelung von Mineralien, als Folge der Aufwärmung wird die Rekristallisation angesehen.

Wenn in einem Kristallaggregat die Körner der Art A mit ihrem Gitter oder ihrer Gestalt bestimmte Raumlagen bevorzugt einnehmen, so ist das Gefüge dieser Kornart geregelt.

Ist keine bevorzugte räumliche Anordnung der Körner A gegeben, so ist das Gefüge statistisch isotrop. Will man also entscheiden, ob ein Gefüge geregelt oder nicht geregelt ist, so muß man zunächst die Raumlagen einer repräsentativen Stichprobe aus der Grundgesamtheit der Körner A messen und muß dann feststellen, ob alle Richtungsgruppen im Gefüge der Kornart A gleich häufig vertreten sind, oder ob dies nicht der Fall ist. Dies stellt man fest, wie später ausgeführt wird, anhand des Punktdiagrammes durch statistischen Vergleich mit einer theoretischen Zufallsverteilung.

Die Intensität der Regelung kennzeichne ich durch die Arealziffern gemäß SANDER.

Als Merkmale der Rekristallisation gelten Eigenschaften des Kornverbandes. Bei Rekristallisationsversuchen an verformten Metallen hat man viele Gesetzmäßigkeiten gefunden, die analog auch in Mineralgesellschaften gelten dürften.

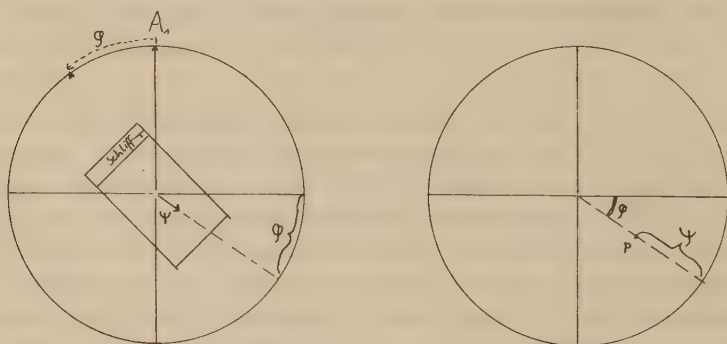
Die Ergebnisse solcher Versuche an Metallen werden beschrieben und es werden daraus die Kriterien abgeleitet, nach denen ich Rekristallisationserscheinungen bewerte.

Die untersuchten Gesteine werden beschrieben, sowie die Merkmale ihres Quarzgefüges nach den oben angedeuteten Prinzipien.

II. Quarzkornlagen; Bestimmung mit dem U-Tisch

In Abb. 1 ist der Vorgang des Einmessens der Raumlage eines Mineralkornes und das Eintragen in das Diagramm dargestellt. In den meisten Fällen war die Lage der Hauptachse von Quarzkörnern zu vermessen. Dies geschah mit dem Universaldrehtisch (ZEISS), wenn immer möglich (Kornpueerschnitte bis etwa 0,1 mm) nach der konometrischen Methode (siehe NICKEL):

Durch Drehen des Schliffes um die Achse A_1 wird γ' des zu vermessenden Quarzkornes parallel EW zum Fadenkreuz im Okular gestellt. Auf der Skala zu A_1 liest man den Winkel φ ab. Durch Schwenken des Schliffes um die Achse A_2 wird nun γ in eine Lage senkrecht zum Objektiv gebracht. Den Winkel ψ liest man an einem der Wright'schen Bügel ab. Ist ψ größer als 45° so muß man den Schliff solange um A_2 drehen, bis γ blickparallel eingestellt ist. Beim Eintragen in das Punktdiagramm muß man in diesem Fall 90° hinzuzählen.



U-TISCH $\longrightarrow$ DIAGRAMM

Abb. 1

Auswerten der Punktdiagramme

Wir können annehmen , daß das Herauspräparieren und Schleifen eines Gesteinplättchens einer Zufallsauswahl aus der Grundgesamtheit der in dem Gesteinsstück vorhandenen Quarzkörner mit ihren Raumlagen gleichkommt. Bei den Kornformen der untersuchten Schliffe wird man auch durchwegs die Wirkung des Schnitteffektes vernachlässigen können.

In einem Gesteinsschliff von der Größe $4-5 \text{ cm}^2$ sind bei Quarziten des Osseergebietes 1000-2000 Körner, bei Metakieselschiefern in graphitführenden Partien rund 4000, in hellen Bändern rund 150 zu 500 Körner enthalten. Vermessen wurden jeweils die Raumlagen von 200-400 Körnern.

Bedenken, ob nicht bei dieser Auswahl subjektiv bestimmte Körner bevorzugt wurden, sind nicht durch Beweis zu widerlegen. Da ich jedoch jeweils die in Richtung des Schlifftransportes benachbarten Körner vermessen habe (schon deswegen, um die Achsendivergenzen zwischen ihnen zu studieren), so mag auch dieser "persönliche Faktor" vernachlässigbar gering sein. Zudem wurden ja auch "statistisch isotrope Quarzgefüge" gefunden.

Unter der Voraussetzung, daß eine genügend große Anzahl von Punkten im Diagramm enthalten ist, lassen sich zunächst 2 Fälle unterscheiden:

- a) Die Punkte häufen sich in Teilen des Diagrammes, in anderen fehlen sie. - Das Quarzgefüge ist geregelt.
- b) Die Punkte scheinen gleichmäßig über die ganze Diagrammfläche verteilt, oder jedenfalls ist eine Häufung nicht ohne Weiteres zu erkennen. -Regelung ist schwach oder überhaupt nicht vorhanden.

Zu a) Regelungen sind erkannt, Auszählen (bei den Diagrammen dieser Arbeit mit 1% Zählkreis jeweils an den

Kreuzungspunkten eines 5mm-Gitters) und Zeichnen eines Dichteplanes bedeuten eine Erleichterung für den Betrachter. SANDER, BRAITSCH, FISCHER, NEMEC, DIMROTH u.a. haben sich darüber hinaus bemüht, Maßzahlen zu gewinnen, aus welchen sich die Intensität der Regelung ablesen läßt. Es können natürlich nicht die Gefüge verschiedenartig deformierter Gesteine auf diese Weise verglichen werden; deshalb setzen BRAITSCH, NEMEC und DIMROTH voraus, daß zuvor die Regelung als einfaches Maximum oder als Gürtelkonfiguration erkannt wurde. Das von SANDER vorgeschlagene Verfahren, wonach "Arealziffern" berechnet werden, hat FISCHER weiter entwickelt und verfeinert. Die Verteilungskurven, berechnet aus Äquivalentkreisradien sind für straff geregelte Gefüge, wie das des Harnischmylonites vom Melibokus (SANDER) recht anschaulich. Eine allzusehr verfeinerte Auswertung erfordert aber bei nicht so straffen Regelungen ein Vielfaches an Messungen, da ja erst die Signifikanz jeder Einzelheit im Dichteplan statistisch nachzuweisen ist.

Das SANDER'sche Verfahren der Arealziffern wird hier angewandt; und zwar nach den Auszählergebnissen der Netze mit 200 bzw. 100 Zellen (siehe Abb.2,3).

Die Zahl der Punkte im Diagramm sei n , die Zahl der Zellen z . Die mittlere Belegungsdichte m ergibt sich aus dem Quotienten n/z .

Die Zahl der Zellen mit der Belegungsdichte m ergibt das Areal " m ".

Die Zellen mit größerer Belegungsdichte als m werden zum Areal " $ü$ " zusammengefasst.

Im Areal " o " sind die Zellen, in welchen sich kein Punkt befindet, enthalten. Zellen mit einer Belegungsdichte kleiner als m gehören zum Areal " u ". Es muß sein :

$$o+u+m+ü = z$$

In solchen Fällen, in denen der Bereich " o " alleine zu klein wäre, kann man " $o+u$ " zusammenfassen.

Auch Arealziffern haben nur für den Vergleich zwischen gleichartig deformierten Gesteinen einen Wert. Ich benutze sie daneben (Abb.26,27), um die Abwickelbarkeit bei einer

Falte zu prüfen, indem ich die Teildiagramme so übereinander rotiere, daß "o+u" möglichst groß wird.

Zu b) Eine Regelung ist aus dem Punktdiagramm nicht ohne weiteres ersichtlich.

Hier muß entschieden werden, ob die Punkte wirklich "gleichmäßig" über die ganze Diagrammfläche verstreut sind, oder ob nicht doch noch eine diffuse Regelung vorhanden ist. Will man dies entscheiden, so hat man zunächst nur die Eigenschaften des Punktdiagrammes zu berücksichtigen, erst danach darf man das Diagramm geologisch deuten.

Welches sind die Eigenschaften einer "gleichmäßigen" Punktverteilung?

Wir hatten oben festgestellt, daß die vermessenen Körner zufällig ausgewählt sind, und müssen deshalb eine Zufallsverteilung der Punkte im Diagramm als "gleichmäßig" ansehen (random distribution).

F. WENK hat solche Zufallsverteilungen erzeugt, indem er die Aufschlagsstellen von Regentropfen auf präparierten Platten festhielt (Abb. 4,5).

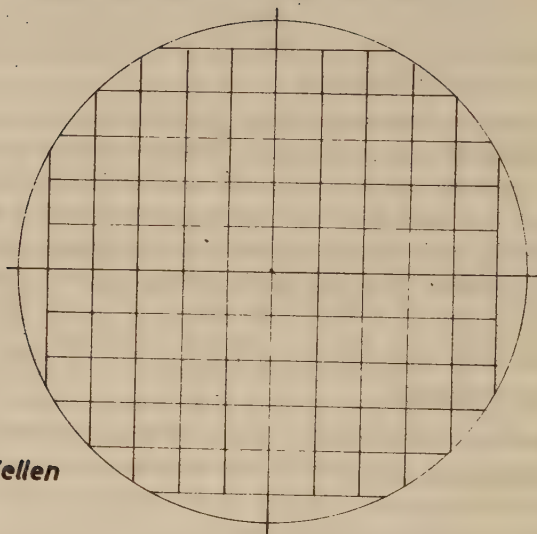
Über diese Punktdiagramme legt man ein Netz mit 100 bzw. 200 Zellen und zählt aus, wieviele der Zellen unbelegt, von einem, zweien u.s.w. Punkten besetzt sind.

Dies habe ich bei den Diagrammen der Abb. 4 und 5 getan; die Ergebnisse sind in den Tabellen I und II zusammengestellt.

Die Entscheidung, ob eine Punktverteilung einer zufälligen entspricht oder nicht geschieht durch statistischen Vergleich von Poissonzahlen (Tabelle I in STORM) als dem geeigneten Ausdruck einer Zufallsverteilung mit der durch Auszählen im Netz beobachteten nach dem Chi-Quadrat-Prüfverfahren. Dieser ist in den Tabellen I und II Gleichfalls durchgeführt. Die Tafel 9 und das Nomogramm in KOLIER dienten für diesen Vergleich als Unterlage.

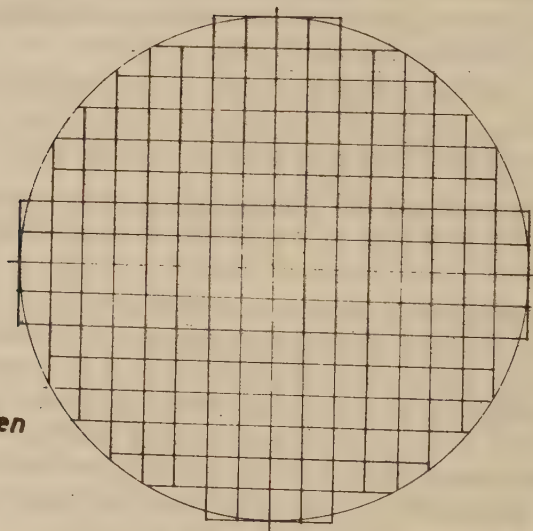
2.

Netz mit 100 Zellen
(nach CHAYES)



3.

Netz mit 200 Zellen

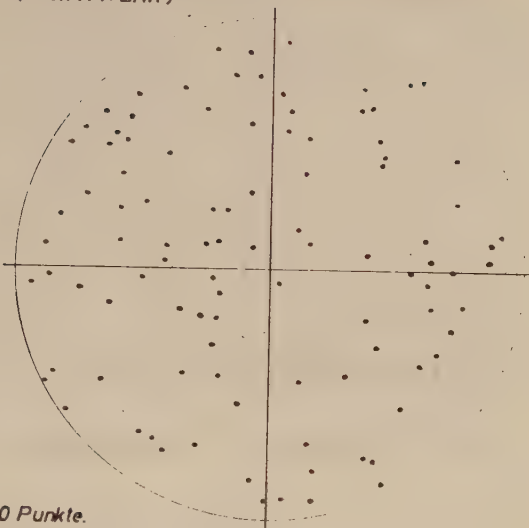


Zufallsverteilungen.

(nach F. WENK)

4.

100 Punkte.



5.

300 Punkte.
(15 hinzugefügt)



TAB.1. 101 PUNKTE, 100 ZELLEN

 $\lambda = 1$

Zellen mit	gezählt	theor.	Δ	Δ^2	$\frac{\Delta^2}{\text{theor.}}$
0	37	37	0	/	/
1	34	37	3	9	0,346
2					
3	29	26	3	9	0,243
4 Punkten					
zusammen	100	100			$0,589 \cdot \chi^2$

ZAHL FREIHEITSGRADE $F=2$

$$\frac{\chi^2}{F} = 0,295$$

zugelassen: 5,916

TAB 2. 300 PUNKTE, 200 ZELLEN

 $\lambda = 1,5$

Zellen mit	gezählt	theor.	Δ	Δ^2	$\frac{\Delta^2}{\text{theor.}}$
0	40	45	5	25	0,55
1	69	67	2	4	0,06
2	57	50	7	49	0,98
3	25	25	0	/	/
4 und mehr P.	9	13	3	9	0,69
zusammen	200	200	—	—	$2,28 = \chi^2$

$$F=3 \quad \frac{\chi^2}{F} = 0,76 \quad \text{zulässig: } 4,719$$

Auf ein Problem soll noch kurz eingegangen werden:
Betrachtet man z.B. das Punktdiagramm zu Schliff 4106 (Graphitphyllit, Abb. 10), welches sich nicht wesentlich von einer zufälligen Verteilung unterscheidet, so kann man meinen (siehe auch den Dichteplan, Abb. 11!), die Bersiche verschiedener Belegungsdichte entsprechen zwar in Schärfe und Ausdehnung nur solchen, die auch zufällig möglich sind, es sei aber zwischen den Maxima eine ganz bestimmte Konfiguration zu beachten, die beim Auswerten nach den geschilderten Methoden nicht berücksichtigt wird.

Hierzu ist festzustellen: Zunächst haben solche Maxima keine Bedeutung. Man kann nun zwar behaupten, es liege ein Maximum an einer bestimmten Stelle des Diagrammes (etwa in "a" des Gefüges...), man muß aber dann beweisen, daß es wirklich an der bezeichneten Stelle liegt, d.h., daß es persistent ist.

Für derartige Nachweise sind Diagramme mit 250 oder 300 Punkten keine Grundlage. Sie sind hierfür "statistisch zu unterernährt" (FISCHER). Es gilt nämlich auch hier der Grundsatz, wie bei allen statistischen Untersuchungen: Will man die Genauigkeit einer aus statistischen Erhebungen gewinnbaren Information erhöhen, so muß man den Umfang der Stichprobe um ein Vielfaches vergrößern. Man sollte also hier die Lage von mindestens 1000 Körnern vermessen.

Es spricht zwar schon für die Persistenz eines Maximums, wenn Teildigramme (in welchen also jeweils nur die Hälfte der Meßwerte (ϕ/ψ) eingetragen ist) Häufungen an den gleichen Stellen aufweisen wie das Gesamtdiagramm, es führen solche Methoden aber nicht zu sicheren Nachweisen.

Rekristallisation

Worte wie "Rekristallisation", Sammelkristallisation", "Erholung" usw. finden sich in der Literatur unter den verschiedensten Bedeutungen. Deshalb muß auch hier ihr Sinn erläutert werden:

Unter Rekristallisation verstehe ich stoffliche Umlagerungen bei deformierten Kristallen oder Kristallaggregaten in festen Zustand, wobei der Energieinhalt in diesen Körpern vermindert wird.

Demnach ist die Rekristallisation ein Makrokosmosgeschehen (W. SCHMIDT), zusammengesetzt aus mehreren Teilvorgängen

- a) der Polygonisation
- b) der Neukristallisation
- c) der Sammelkristallisation

a) Polygonisation: Es ist dies der Vorgang, der in zahlreichen älteren Mineralogiebüchern als Rekristallisation bezeichnet wird: Große bei der Deformation verbogene Körner zerfallen in kleinere, mit ungestörten Gittern. (Beispiel: Ein verbogenes Quarzkorn löscht undulös aus. Bei der Polygonisation zerfällt es in Teilindividuen, Felderung.)

b) Neukristallisation: Neue Kristalle entstehen und sprossen, wobei sie die deformierten Altkörner aufzehren. Die Gitter dieser Neubildung haben keine durch die Deformation diktierte Raumlage mehr.

c) Sammelkristallisation: Hierbei entstehen wenige größere Kristalle auf Kosten vieler kleinerer. Dadurch wird die Intergranularfläche kleiner und das bedeutet nach dem GIBBS-CURIE'schen Prinzip einen Übergang in den energieärmeren Zustand.

Der Vorgang der "Erholung" wird hier nicht erwähnt, denn damit bezeichnet man nach SCHMID + BOAS das Wiederausglätten von Verbiegungen, also, wie AVNER feststellt, den Ausgleich elastischer Spannungen im Gitter. Solche Vorgänge mögen bei einer Rekristallisation an einzelnen Körnern, deren Nachbarkristalle dies zulassen, vorkommen.

Bis jetzt war stillschiegend vorausgesetzt, daß die Rekristallisation statisch vor sich gehe.

Was geschieht, wenn gleichzeitig der Körper gespannt ist ? In solchen Fällen erzwingt der Druck häufig energetisch ungünstige gezackte Korngrenzen (straininduzierte Kornformen) oder ungünstige Korngestalten, wobei vermutlich das Riecke'sche Prinzip eine Rolle spielt. (Siehe GRIGOR'EV Abb. 143) Ob bei Neukristallisation in Körpern unter Strain Regelungen der Gitter entstehen können, ist nicht ganz geklärt. Bei Gesteinen gilt es nachzuweisen, ob, wann und in welchem Umfang Rekristallisationen stattgefunden haben.

Wir müssen deshalb zunächst noch einmal zusammenstellen; a) welche Eigenschaften eines Gesteines bei Rekristallisationen verändert werden und b) ob dies gesetzmäßig geschieht.

Zu a) Zunächst müssen wir nachweisen, daß das Gestein deformiert worden ist.

Hat Rekristallisation stattgefunden, so kann man das an Änderungen der Zahl, der Größe, der Gestalt, der Raumlage und bis zu einem gewissen Grade am Zustand der Kristalle erkennen (frei übersetzt nach BURGERS).

Beschreibbar sind die genannten Merkmale folgendermaßen: Zahl, Größe, Gestalt durch Maßzahlen. Raumlagen beschreibt man geometrisch. Den Zustand der Kristalle kann man bei opt. Untersuchungen meist nur qualitativ kennzeichnen (z.B. bei Quarz: „Undulöse Auslöschung vorhanden“, „ausgeprägt“ oder „ähnlich“).

Zu b) An Metallen wurden zahlreiche Rekristallisationsversuche durchgeführt. Dabei fand man Gesetzmäßigkeiten, die analog auch bei geologischen Körpern gelten dürften.

Einen Überblick über solche Versuche fand ich in den Arbeiten von AVNER, BAILEY, BURGERS, CHALMERS, GRIGOR'EV, KRETZ, MASING, MULLIN und PIWOWARSKY.

In einem stark beanspruchten Werkstück (dabei spielt die Art der Beanspruchung, wie sich später ergibt, für uns keine Rolle!) sind die Kristalle zerstört und verbogen; wir haben ein äußerst feinkörniges geregeltes Gefüge vor uns, in welchem oftmals die Korngrenzen nicht mehr klar zu erkennen sind.

Rekristallisation setzt bei den meisten Metallen ein, wenn sie auf 35 - 40% ihrer Schmelztemperatur, gemessen in Kelvingraden, erhitzt werden. Dabei wachsen Körner mit ungestörten Gittern auf Kosten der anderen. Diese können dem alten Kornbestand entstammen oder neu gekeimt sein.

Solche Neubildungen entstehen an Korngrenzen der Altkörner dort, wo die Spannung am größten ist. SACHS und KARNOP (1930) konnten zeigen, daß die Neukristallisation nicht gleichzeitig an allen Keimen einsetzt.

Die Körner mit ungestörten Gitter können nun wachsen bis zu einer bestimmten maximalen Korngröße K_m .

Diese Größe hängt ab vom Grad der Deformation, von der Erwärmung und von den Grenzflächenenergien zwischen den neuen Kristallen.

Diagramme der Art, wie in Abbildung (6), finden sich in vielen Lehrbüchern der Metallkunde.

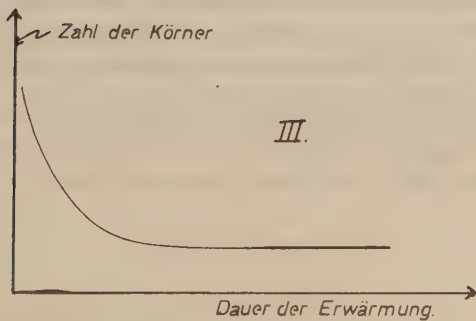
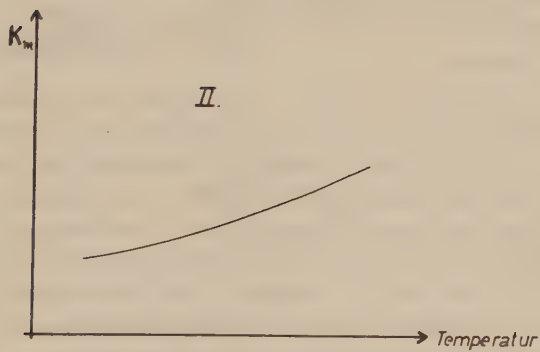
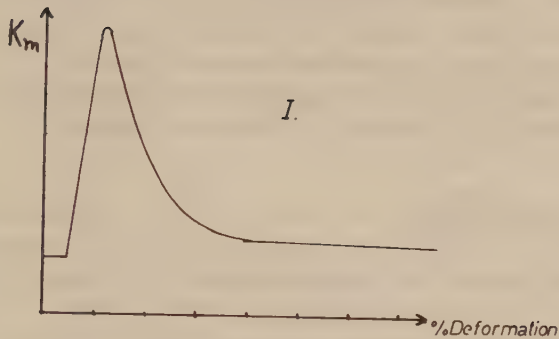
Zu I.) die Korngröße des rekristallisierten Gefüges richtet sich nach dem Maß der vorherigen Deformation. Solche Diagramme sind durch zahlreiche Versuche bestätigt, wobei prinzipiell keine Unterschiede bestehen, ob das Werkstück gezogen, gewalzt, oder auf andre Weise deformiert wurde.

Die Stelle der maximalen Korngröße bei deformierten Metallen liegt bei Deformation um 3 - 10%. (% Dickenabnahme des gewalzten Bleches)

Zu II.) Die Korngröße K_m in Abhängigkeit von der Temperatur der Erwärmung. Diese Kurve ist für solche Bereiche mit Deformation zwischen 3 und 10% wesentlich steiler, bei stär-

Diagramme(schematisch) : Die Korngröße K_m im rekristallisierten Gefüge.

6.



ker deformierten Werkstücken steigt sie kaum an.

Zu III.) Zahl der Körner pro Flächeneinheit und Dauer der Erwärmung. Wir haben hier die Gestalt einer Exponentialfunktion vor uns. Man beachte, daß auch bei längerer Erwärmung die Zahl der Körner nicht mehr abnimmt. Es gibt also offensichtlich eine Korngröße K_m , bei welcher der Rekristallisationsvorgang als beendet anzusehen ist. BURGERS spricht hier von einem "Scheingleichgewicht (pseudo equilibrium)", wobei sich die Grenzflächenspannungen zwischen den Körnern gegenseitig ausbalancieren.

$$K_m = \frac{2\sigma_{Kk}}{\sigma_{kk}} \cdot k \quad (1)$$

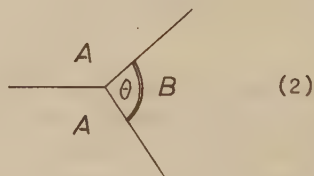
Nach SMITH gilt für dieses "Scheingleichgewicht" die obige Formel, worin σ_{Kk} die Grenzflächenspannung zwischen einem Korn K und seinen Nachbarn k und σ_{kk} die Grenzflächenspannungen zwischen den Körnern k bedeuten.

Die Grenzflächenenergien bestimmen bei statischer Rekristallisation auch den Verlauf der Korngrenzen.

Es gilt allgemein für die Winkel θ an gemeinsamen Kanten zwischen 3 Körnern (A/A/B):

$$\sigma_{AA} - 2\sigma_{AB} \cdot \cos \frac{\theta}{2}$$

$$\frac{\sigma_{AB}}{\sigma_{AA}} = \frac{1}{2} \cos \frac{\theta}{2}$$



Formeln (5) und (6) bei KRETZ. Dies gilt jedoch nicht, wenn in einer Mineralart die Grenzflächenenergien wesentlich gitterabhängig sind (siehe hierzu die Formel (7) bei KRETZ). VOLL stellte fest, daß bei Quarz an gemeinsamen Kanten zwischen 3 Individuen sich oft "Gleichgewichtswinkel" von $120 \pm 7^\circ$ einstellen. Die Grenzen zwischen Quarzkörnern stehen häufig senkrecht auf der Basis benachbarter Glimmerkristalle.

In einem System mit den Phasen A und B sind 3 Arten von Korngrenzen zu erwarten, nämlich A/A, B/B und A/B ; die Zahl der Arten gemeinsamer Kanten beträgt in diesem Fall 4.

Allgemein gilt bei n Kristallphasen

$$G = \frac{(n+1) n}{2} \quad \text{und} \quad E = \sum_{i=1}^{i=n} \frac{(i+1) i}{2} \quad i=1;2;\dots n$$

wobei G die Zahl der Arten von Grenzflächen und E die Zahl der Arten gemeinsamer Ecken zwischen je 3 Körnern bedeutet. Diese Arten von Korngrenzen und von gemeinsamen Kanten treten in Häufigkeiten auf, die sich nach Volumenanteil und Korngröße aller beteiligten Phasen richten.

SANDER bezeichnet die Gesamtheit der Korngrenzen im Gestein als "Intergranulare" und versteht darunter "die geometrisch und stofflich gekennzeichnete Fläche, welche zwischen den "Gefügekörnern" liegt".

Diese Definition enthält die Kriterien, nach welchen man Korngrenzen erkennen und beschreiben kann: Divergenz der Raumlage bei benachbarten Körnern der gleichen Art, stoffliche Inhomogenität bei Kristallen verschiedener Art.

Im Gesteinsschliff unter dem Mikroskop erkennt man richtungsabhängiges optisches Verhalten von Kristallen und kann so in den meisten Fällen Lagendivergenzen zwischen benachbarten Körnern feststellen. Die optischen Eigenschaften der Kristalle sind zudem ein Ausdruck ihres Stoffbestandes, sodaß man auch danach Korngrenzen bestimmen kann.

Als Korngrenzen sind auch die bei gefelderten Kristallen zwischen den Unterindividuen sichtbaren Linien anzusehen.

Es war der Sinn des letzten Abschnittes, darauf hinzuweisen, welche Vorgänge sich - und soweit bekannt, in welchem Umfang - an dem Gesamtgeschehen "Rekristallisation" beteiligen können.

Wie schon anfangs erwähnt, finden sich in der Literatur die verschiedensten Definitionen für Rekristallisation. Das liegt zum Teil daran, daß die Autoren ihren Definitionen implizit jeweils verschiedene Wertordnungen zugrunde legten. So betrachten z.B. manche nur den Ausgleich intragranularer Spannungen als wichtigen Vorgang und sehen dementsprechend nur in der Bildung neuer ungestörter Kristalle oder in der Zerteilung großer deformierter in kleinere Teilindividuen Rekristallisationsvorgänge.

Darf man aber bei metamorphen Gesteinen, bei welchen man in den wenigsten Fällen den Zustand des deformierten Gesteins vor Einsatz der Rekristallisation, noch das mechanische Verhalten und auch kaum die Kristallisationseigenschaften seiner Mineralien kennt, Definitionen prägen, welche noch weitgehend unbekannte Tatbestände schon bewerten?

Das Diagramm (Abb. 7) verändert gezeichnet nach AVNER mag zeigen, was gemeint ist: Es sind hier schematisch die Energien bei den Vorgängen "Deformation" und "Rekristallisation" eingezeichnet.

Es habe ein Gestein den Energiezustand E_0 .

Bei der Deformation wird an dem System die Arbeit E_1 geleistet, so daß es sich in einem metastabilen Zwangszustand höherer Energie befindet. Diese Energie E_1 ist im Gestein in Form von Spannungen in den Kristallen wie auch an deren Grenzen (Grenzflächenenergie) gespeichert. Wenn die Belastung durch die Deformationskräfte aussetzt so mag ein kleiner Teil der Deformation (der elastische Anteil) langsam wieder verschwinden - Erholung. Setzt nach der Deformation die Erwärmung ein so bedeutet dies zunächst, daß dem System weitere Energie E_2 zugeführt wird.

Der Energieüberschuß $E_1 + E_2$ wird im Lauf der Rekristallisation ganz oder teil eise abgegeben, das Gestein befindet sich im Zustand E_4 .

Bekannt ist von den Größen E_0 bis E_4 im günstigsten Fall E_0 (sofern die nicht metamorphen Äquivalente eines Gneises vorliegen) und E_{4a} sowie E_{4b} (wobei a und b die Zustände verschieden vollständig abgelaufener Rekristallisation bedeuten). Selten mag auch der Zustand E_1 (Beispiel: Mylonite) bekannt sein. Es fehlen also immer die Größen E_2 und E_3 .

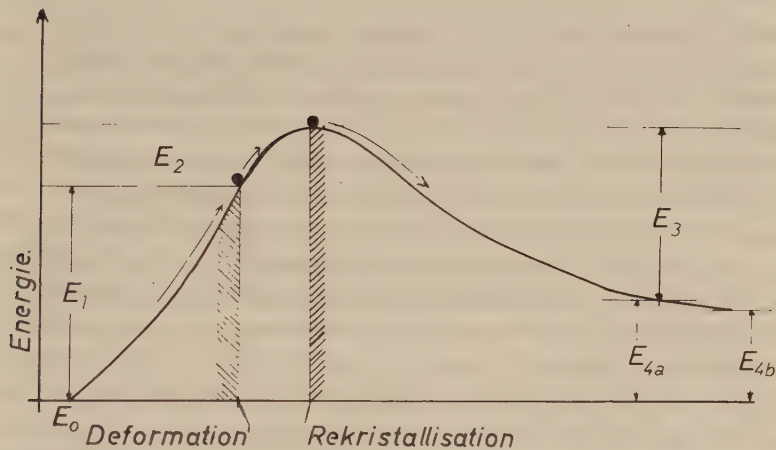


Abb 7 (Schematisch, nach AVNER)

Aus den Versuchen an Metallen weiß man, daß bei Werkstücken, welche unter Belastung rekristallisierten, die Korngrenzen sich unregelmäßig verschieben, jeweils nach der Seite des stärker deformierten Gitters (straininduzierte Grenzflächenwanderung). Es entstehen dabei die suturierten Korngrenzen, welche bei Quarz in Gesteinen als typisches Kennzeichen syntektonischer Rekristallisation angesehen werden (VOIL 1961).

Bei den meisten Rekristallisationsversuchen in der Metallkunde werden die Werkstücke zunächst bearbeitet und dann erwärmt. Es können die Korngrenzen so wandern, wie dies durch die freien Oberflächenenergien und die Korngröße der verformten Matrix bestimmt wird.

Die Rekristallisation im Verlauf einer Regionalmetamorphose findet wahrscheinlich in größerer Erdtiefe statt. Es sind also die beiden Vorgänge „Deformation“ und „Kristallisation“ zeitlich nicht scharf getrennt. Hierin scheint mir ein Hauptunterschied zwischen Experimenten und geologischem Geschehen zu liegen.

In den Graphitquarziten vom Fahrnbühl beobachtet man bei den kleinen Körnern der Gesteinsgrundmasse ein fast nicht verzahntes polygonales Kornpflaster, bei den um ein Vielfaches gröberkörnigen Quarzen der hellen Bänder sind die Grenzen zum Teil stark verzahnt. Es sind die Gefüge der Grundmasse und die der hellen Bänder im gleichen Sinn geregelt. Dieser Befund entspricht der Feststellung, daß die Grenzflächenenergie eines Kornes umgekehrt proportional seiner Größe ist.

Es fehlen nun genauere Daten, die für gesteinsbildende Mineralien Auskunft darüber geben, bei welchen Spannungsdeviatoren mit suturierten Korngrenzen gerechnet werden muß und inwieweit Temperatur und Umschließungsdruck deren Entstehen beeinflussen.

Man muß also, wenn man feststellen will, wann Quarz im Bezug auf die Deformation kristallisierte, die Erscheinungen der Korngrenzen sehr vorsichtig bewerten.

Eine verzahnte Grenze zwischen zwei Quarzkörnern weist auf "straininduziertes" Wachstum derselben hin, dieses Merkmal allein ist jedoch kein Beweis für parakristalline Deformation im Bezug auf Quarz.

Suturierte Korngrenzen und undulöse Auslöschung bei Quarz ergibt einen sicheren Hinweis: Die Quarze sind syntektonisch rekristallisiert.

Eindeutig bewerten lassen sich glatte Korngrenzen, fehlende undulöse Auslöschung und "Gleichgewichtswinkel" ($120^{\circ} \pm 7^{\circ}$ bei drei Quarzen, 90° Quarz/Quarz-Grenze auf Glimmerbasisfläche): Statische, postdeformative Rekristallisation.

Zur Beschreibung der Intergranulare.

Es erscheint wünschenswert, die Eigenschaften der Korngrenzen zahlenmäßig zu erfassen, sodaß Vergleiche zwischen Gesteinen möglich werden.

Dazu finden sich im Buche SANDERS (1948)

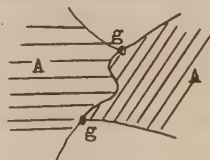
Hinweise. Die gemeinsame Grenze zweier Körner A zwischen den Punkten "g" wird

mit dem Meßrädchen auf Schliffphotos

nachgefahren. Die so ermittelte Länge

dividiert man durch den Abstand zwischen den Punkten "g".

Das Mittel aus vielen solchen Quotienten ist ein Maß für die Verzahnung zwischen den Körnern A.



Eine solche Methode ist sehr mühsam und liefert zudem nicht hinreichend sichere Zahlen, denn 1) müßte jede Korngrenze, bevor sie abgebildet wird, auf dem U-Tisch blickparallel eingestellt werden und 2) hatten ja gerade die Versuche an Metallen gezeigt, daß krumm erscheinende Grenzlinien auch durch die vom Verhältnis der Korngrößen abhängigen Grenzflächenenergien bestimmt werden (Formel auf S.12) und daß der Winkel θ an gemeinsamen Kanten gleichfalls den Verlauf der Grenzen bestimmt. Es dürften also nur Längen zwischen gleichwertigen Punkten "g" bestimmt werden. Gekrümmte Flächen in schrägen Schnitten ergeben aber immer längere Grenzlinien, als es den Tatsachen entspricht.

Einen wirklichen Hinweis, daß Korngrenzen nicht einem statischen Gleichgewichtszustand entsprechen, geben nur Wendepunkte im Verlauf von Grenzen zwischen gemeinsamen Kanten gleicher Mineralien, und diese erkennt man auch in schrägen Schnitten.

Zusammenfassung: Der Verlauf von Korngrenzen in polymineralischen Gesteinen ist von mindestens fünf Größen abhängig, bei denen häufig noch nicht geklärt ist, wie sie sich auswirken:

Mineralgesellschaft, Kornlagen, stoffliche Verteilung, Korngrößen und Mineralisationsgeschichte aller Gefügepartner. Will man also studieren, wie einer dieser Faktoren den Korngrenzenverlauf beeinflußt, so muß man zahlenmäßige Vergleiche anstellen können zwischen Gesteinen, bei welchen die andren Faktoren als gleich zu veranschlagen sind. Gesteine, die für derartige Vergleiche geeignet erscheinen, habe ich nicht gefunden und beschreibe deshalb die Eigenschaften des Kornverbandes nur qualitativ. Die Abbildungen auf den folgenden Seiten wurden teils nach Schliffphotos, teils mit dem Zeichenspiegel gezeichnet. In einem Fall (Graphitquarzit) habe ich den Versuch gemacht, mit einer Schablone wie sie in der Abbildung dargestellt ist, die Winkel an gemeinsamen Kanten dreier Quarze statistisch zu bewerten.

Abb. 8



GRAPHITQUARZIT
(Fahrbühl, Blatt

Neustadt/WN)



Schliff 1638





QUARZITGNEIS (Gsenget, El. Unterfrauenau)



Helles Band im GRAPHITQUARZIT (Fährnbühl)



QUARZIT (Lassenstein, El. Regen)

Frühere Bearbeitungen.

Die ältesten bekannteren geologischen Untersuchungen im Grundgebirge Ostbayerns gehen auf das Ende des 18. Jahrhunderts zurück. (FLURL 1792).

Unter Leitung C.W.v.GÜMBEL's wurde etwa seit 1850 ein großer Teil des Gebietes kartiert. Die Bücher "Geognostische Beschreibung des Ostbayerischen Grenzgebirges...(1868)" und "Geologie von Bayern (1894) enthalten eine Fülle sehr subtiler Beobachtungen.

Der Gebrauch des Polarisationsmikroskopes in der Gesteinskunde brachte wesentliche Fortschritte in der Durchforschung des alten Gebirges (BECKE, WEINSCHENK) .

Nur wenig später setzt ein Zeitabschnitt ein, den man als den der "geotektonischen Hypothesen" bezeichnen kann. Die uns heute oft spekulativ erscheinenden Interpretationen der Strukturen in der böhmischen Masse analog zu Bauplänen der Alpen bedeuten die ersten Versuche, die zahlreichen Einzelbeobachtungen sinnvoll in eine Gesamtkonzeption einzuordnen. So ist die im Grundgebirge wichtige Gliederung in eine "moldanubische" und eine "saxothuringische" Zone damals vor allem von SUESS (1926) und KOSSMAT (1927) nach Merkmalen des Baustils (Intrusionstektonik - Wandertektonik), des Metamorphosezustands (katazonale Gneise - Phyllite und mesozonale Gneise) und des Alters (algonkisch - jungalgonkisch und altpaläozoisch) vorgenommen worden.

In seiner Arbeit über das Gabbroamphibolitmassiv von Neukirchen hl. Blut hat FISCHER erstmals die Methodik der modernen Petrographie (Gleichgewichtslehre, Korngefügestatistik) auf Gesteine des bayerischen Waldes angewandt.

Eine Reihe von Arbeiten in der Folgezeit befassen sich mit stratigraphischen Gliederungen moldanubischer Gesteine, so die von BEDERKE , der auf die Bedeutung graphitführender Gneise hinweist.

VOLL hat den Begriffen "Moldanubikum" und "Saxothuringikum" einen neuen Inhalt verliehen, indem er feststellte,

daß saxothuringische Gesteine monometamorph, moldanubische hingegen polymetamorph seien. Die Formung der saxothuringischen Serien im Verlauf der varistischen Orogenese habe die moldanubischen Gesteine kaum betroffen.

Welche Gesamtvorstellung vom Bau des ostbayerischen Grenzgebirges ergibt sich heute?

Dieses Gebirge entspricht dem SW-Rand der böhmischen Masse. Es ist aufgebaut aus Plutoniten und metamorphen Gesteinen. Herzynisch streichende Verwerfungssysteme bilden seine Grenze gegen die jüngeren Sedimentgesteine im Westen. An wenigen Stellen, wie nahe Roding, ist die Transgression über Kristallen ungestört erhalten geblieben.

Das alte Gebirge ist durch Störungszonen in Schuppen untergliedert. Die Pfahlzone, die Rundinger Zone, die Naabgebirgsstörung, die Verwerfung bei Erbdorf und viele andere Verschiebungen sind hier zu nennen.

Saxothuringische Gesteine sind jungalgonkischen und vor allem paläozoischen Alters und sind nur in der varistischen Orogenese verformt worden. Sie sind nördlich der Erbdorfer Störung oft nur anchimetamorph. Im Gebiet zwischen der Erbdorfer Störung und der Lohelinie (VOLL) sind ihre höher metamorphen Äquivalente z. T. mit diaphthoritisch umgeprägten moldanubischen Gesteinen verschuppt zu finden.

In den "geschonten Gneisen" (FISCHER) des Moldanubikums lassen sich 2 Faltungen nachweisen. Beide dürften vorvaristisch sein, da die blastomylonitische Zerschierung an den Störungszonen, welche von ihnen durch einen größeren zeitlichen Hiatus getrennt sein muß (siehe jedoch SCHREYER 1957) älter oder zum Teil gleichen Alters wie die als sudetisch gedeuteten Granite ist.

Wir können analog zu den Schlüssen tschechischer Geologen die ältere Faltung als "moldanubisch" bezeichnen. Spuren dieser Faltung wurden aus dem bayerischen Wald von zahlreichen Stellen beschrieben. Ihre Faltenachsen hatten ursprünglich wohl NNW- bis NNE-Richtungen. Sie sind um die

Achsen der jüngeren Faltung, welche im bayerischen Wald E-W bis flach herzynisch streichen, gewickelt.

Die meisten Autoren deuten das Alter der jüngeren Faltung assynthisch.

Im Anschluss an diese Formung dürfte es in weiten Teilen des Gebietes zu anatektischen Aufschmelzungen gekommen sein, durch welche (vor allem im Regensburger Wald) die Tektonitgefüge verwischt wurden. Die germanotype Deformation an den Störungszonen ist wahrscheinlich varistischen Alters, kleinere Bewegungen mögen auch in der Kreidezeit und im Tertiär hier erfolgt sein. Die Granite der großen Massive sind, was aber nicht immer nachgewiesen ist, wahrscheinlich im Karbon aufgedrungen.

Saxothuringische Gesteine aus der Umgebung von Neustadt/ Waldnaab.

Es wurden 4 Gesteinstypen, an welchen schon im Handstück eine Deformation erkennbar ist ausgewählt, um deren Quarzgefüge zu studieren:

Granat-Disthengneis nahe Kirchendemenreuth (50% Quarz)

Graphitphyllit nahe Döltsch (56% Quarz)

Orthogneis, Köstlmühle (32% Quarz)

Graphitquarzit, Spielberg, Fahrenbühl (90% Quarz).

Alle diese Gesteine sind, wie dies in den entsprechenden Abschnitten ausgeführt wird, wahrscheinlich paläozoischen oder höchstens spätalgonkischen Alters und dürften somit ihre Prägung im Lauf der varistischen Orogenese erhalten haben.

Die Granat-Disthen-Gneise.

Die Proben stammen von Vorkommen dieser Gesteine in der Nähe der Ortschaften Kirchendemenreuth und Klobenreuth (Blatt Parkstein). Solche Gesteine könnten dem Liegenden der Arzberger Serie entsprechen, sie finden sich im Bereich des Blattes Parkstein vergesellschaftet mit Amphiboliten, Graphitschiefern, Kalksilikatifelsen; ein Orthogneis scheint jünger als die genannte Serie. (Lit: VOLL, TEUSCHER, KRAUSS)

Es handelt sich um braungraue, selten auch blaugraue meist feinkörnige, plattig abgesplittende Gesteine, deren Lagerbau sowohl von einem Wechsel glimmerreicher mit stärker quarzführenden Partien, als auch durch eine Regelung der Biotite markiert ist. In Schnitten senkrecht b des Gesteins sieht man häufig eine Verfältelung. Porphyroblasten von Granat und Disthen finden sich als "Knoten".

Quarz, Plagiokas, Biotit, Granat, Disthen, Hornblende, Muskowit, Sillimanit, Erz und Zirkon wurden (die Reihenfolge entspricht etwa der Häufigkeit ihres Auftretens) in den Schriffen des Gneises gefunden.

Quarz bildet ein fast nicht verzahntes Gefüge etwa isometrischer Körner zusammen mit saurem Plagioklas. Undulose Auslöschung oder andere Hinweise auf Deformation des Quarzes wurden fast überhaupt nicht beobachtet. Das Diagramm (Abb.12) zeigt die Richtungen von 100 Quarzhauptachsen in einem, nach dem Handstück zu urteilen - straff durchbewegten Gneis. Die statistische Überprüfung dieses Diagramms gemäß Kap. 2 ergab keine wesentliche Abweichung von einer Zufallsverteilung. Die Korngrenzen zwischen benachbarten Quarzen sind glatt; an Tripelpunkten findet man häufig Winkel von 120° , Quarz/Quarz-Grenzen stehen vielfach senkrecht auf der Basisfläche der Glimmer - es sind also Eigenschaften, welche auf eine postdeformative statische Rekristallisation des Quarzes hinweisen.

Gut posttektonisch rekristallisiert ist auch der Biotit.

Zwar ist die plattige Spaltbarkeit des Gesteins durch seine Regelung vorgezeichnet, oftmals scheinen aber im Schliffbild die das Gefüge quer durchsprossenden Biotite zu überwiegen. Die beiden Biotitarten unterscheiden sich nur durch ihre Raumlage. Immer ist der Biotit frisch (Farbe rostbraun), pleochroitische Höfe um z.T. idiomorph ausgebildete Zirkone setzen über Korngrenzen immer in gleicher Größe fort. In den Schliffen gefalteter Proben sehen wir Biotit meist in Form gerader Scheite polygonal dem Faltenbild folgen. Nur in einem Fall habe ich schwach verbogene und stärker zersetzte Biotite gesehen. Muscovit ist offensichtlich aus Biotit entstanden, er ist jünger als jener und findet sich, wie auch schon GÜMBEL beobachtete häufig in Form von Nestern.

Wir können noch weiter in die Geschichte des Gneises eindringen, wenn wir die Granat-, Disthen- und Hornblendeknoten näher betrachten: Sie sind alle deutlich tektonisch beansprucht. Beim Disthen sind es, wie auch bei der Hornblende, Verbiegungen, beim Granat leichte Rotationen (meist wohl eine Viertelumdrehung, 90° und weniger) ferner Verdriftungen von Bruchstücken der genannten Mineralien im Gefüge.

Internstrukturen in Granat sind nicht nachweisbar. Aus den Beobachtungen ergibt sich das Zeitschema der Formung und Kristallisation der genannten Mineralien, welches aus Tabelle 2 zu ersehen ist.

Die Graphitphyllite finden sich nahe Döltsch, Kirchendemenreuth und Steinreuth (Bl Parkstein) meist benachbart zu Amphiboliten oder Kalksilikatfelsen. Sie sind nur an wenigen Punkten im Anstehenden zu beobachten. Ihre Verbreitung als Lesesteine läßt vermuten, daß sie einem stratigraphischen Horizont entsprechen.

Das Gestein ist blaugrau, es zerfällt sehr leicht in linsige oder plattenförmige Teile. Etwa mm-große Flecken weisen auf ehemalige Sulfidföhrung hin.

Unter dem Mikroskop sieht man ein Gefüge aus klein- bis feinkörnigen Quarzen in welchem Muscovit durch seine Regelung einen Zeilenbau andeutet. Das ganze Gefüge ist durchstäubt von etwa 0,05 mm großen Graphitschüppchen.

In den Diagrammen 10 + 11 sind die Raumlagen der Hauptachsen von 300 Quarzkörnern des Schliffes 4106 zusammengestellt. Die statistische Überprüfung des Punktdiagrammes gemäß Kapitel 2 ergab keinen wesentlichen Unterschied gegenüber einer zufälligen Punktverteilung. Die weiteren Eigenschaften des Quarzgefüges passen zu diesem Befund: Die Korngrenzen zwischen den Quarzen sind glatt. Es finden sich oft 120° -Winkel an den Eckpunkten dreier benachbarter Quarzkörner. Quarz/Quarz-Korngrenzen stehen oft senkrecht auf der Basisfläche angrenzender Muscovite oder sind unter verschiedenen Winkeln an deren Ende angehängt.

In den Quarzkörnern sind nur selten Spuren einer Deformation zu sehen.

Indem man annehmen kann, daß die Graphitphyllite eine ähnliche geologische Geschichte erlebten wie die ihnen benachbarten Amphibolite, Gneise usw., erscheint der Schluß berechtigt, daß das Quarzgefüge in ihnen, wenn gleich es nur schwach geregelt gewesen sein mag, bei der Rekristallisation eine Entregelung erfuhr. Die eintönige Mineralgesellschaft der Graphitphyllite ermöglicht keine weiteren Schlüsse über deren Entstehung.

Der Orthogneis.

Dieses Gestein läßt sich auf Blatt Parkstein als meist 300 bis 500 m breit ausbeißender Zug auf 4,5 km in NS-Richtung zwischen der Köstlmühle und Wendersreuth verfolgen. Felsenaufschlüsse und ein Steinbruch finden sich bei der Köstlmühle. 1964 war beim Straßenbau hier kurzfristig eine Stelle erschlossen, wo Graphitphyllit durchsetzt und umgeben von Orthogneis zu sehen war. Offensichtlich ist also der Gneis jünger als die Paraserien. Da ich nun für jene

(?) kambrisches Alter vermutet habe, und da alle Gneise eine gemeinsame Formung erlebten, so ergibt sich für den Orthogneis die Annahme eines silurischen Alters, ähnlich wie dies SCHÜLLER für vergleichbare "Epiorthogneise" im Fichtelgebirge erwog. Die Lage der Schieferung und der Faser im Steinbruch bei der Köstlmühle stimmt gut mit der entsprechenden tektonischer Elemente in den Amphiboliten und den Granat-Disthen-Gneisen überein (s=170/70W; B=180/30).

Das Gestein ist meist stark verwittert, es ist schmutzig beinfarben und bricht vor allem nach der Klüftung, welche bis cm-ständig als Haarrissee vorkommt. Ein Zeilenbau ist durch meist chloritisierte, selten in Muscovit umgewandelte Biotite sowie durch eine Flaserstruktur (Feldspäte erscheinen augenförmig) angedeutet. Die Gesteinsgrundmasse besteht aus Feldspat und Quarz; häufig glaubt man in ihr graphische Strukturen zu erkennen. In diesem Zusammenhang erscheint es wichtig, daß alle größeren Pegmatitgruben der Umgegend am Rande des Orthogneisvorkommens gelegen sind, sie sind also nicht ohne weiteres mit der Ganggefolgschaft der sudetischen Granite vergleichbar.

Das mikroskopische Bild zeigt ein Implikationsgefüge von Plagioklas (An 25-30, im Kern saurer), Quarz und Mikroklin, ganz untergeordnet findet sich meist zersetzter Biotit. Der Plagioklas bildet bis mehrere mm große z. T. idiomorphe Kristalle. Zwillinge nach Albit- Karlsbader- und nach Periklingesetz wurden beobachtet. Serizitschuppen finden sich in vielen Kristallen.

Der Mikroklin erscheint stets frisch. Er findet sich in den Zwickeln zwischen den Plagioklasen, die er manchmal verdrängt. Der Quarz bildet bis mm-große unregelmäßig begrenzte Körner oder aus bis zu 5 Individuen bestehende Kornaggregate, welche allseits von Feldspäten umgeben sind. Undulöse Auslöschung, Felderung, verzerrtes Achsenbild in nahezu mit ihrer Hauptachse blickparallel eingestellten Kristallen, sowie die Böhm'sche Streifung an einzelnen

Kristallen beweisen die Deformation des Gesteins. Die Korn-grenzen zwischen benachbarten Quarzen sind stark verzahnt. Dennoch läßt sich aus dem Diagramm keine Regelung des Quarz-gefüges nachweisen. Das mag an dem geringen Quarzgehalt des Gneises wie auch an der Offenheit des Teilgefüges liegen. Im Falle solcher Gesteine müßte man das Formungsverhalten der Einzelkörner jeweils im Bezug auf deren Nachbarn studieren. Auf diese Untersuchungen wird hier verzichtet. Die Aussagen, die man beim Betrachten des Quarzgefüges machen kann, reichen für den Zweck dieser Arbeit: Der Orthogneis ist prävaristischen Alters; seine Formung erfuhr er zusammen mit den Paragneisten der Umgebung im Verlauf der varistischen Orogenese. Noch syntektonisch setzte eine leichte Rekristallisation der Quarze ein.

Die Graphitquarzite.

1. Fundpunkte: Auf Feldern nahe Erkersreuth (Bl. Tirschenreuth), am Fahrnbühl nahe Spielberg (Bl. Neustadt/WN) und südlich von Altenstadt zwischen den Orten Steinach und Oberlind (Bl. Waldthurn).

2. Der Kontakt zum Nebengestein kann bei keiner der Fundstellen im Aufschluß studiert werden. Das Gestein dürfte in Form von Schuppen vorliegen (VOLL) oder, wie aus der Karte von ANDAC zu schließen, als Scholle im Falkenberger Granit. Die Argumente für die Annahme, daß der Verband der Quarzite zum Nebengestein meist tektonisch gebildet wurde, finden sich bei VOLL (1960).

Das Vorkommen am Fahrnbühl ist das größte. Hier sind die Quarzite in einem Steinbruch bei r:452384; h:550836 erschlossen. Die s-Flächen streichen NW-SE, die B-Achsen liegen 230/35. Auf diesen Fundpunkt bezieht sich die folgende Beschreibung.

3. Makroskopische Beschreibung: Das Gestein ist blaugrau. Man findet sowohl plattig abspaltende Proben (s-Tektonite) wie auch stengelig absondernde B-Tektonite. Im Gestein ist ein Lagenbau zu erkennen, der, wie die Bilder von Schliffen zeigen, durch wechselnden Graphitgehalt bedingt wird.

Ganz zweifellos ist hier - besonders bei den B-Tektoniten - die ursprüngliche Schichtung des Gesteins abgebildet. Im Schliffbild sieht man aber auch, daß durch Zerschörung des Gesteins, Graphit lagenweise angereichert werden kann.

Bemerkenswert sind ferner mm- bis cm-mächtige z. T. verfaltete Lagen von Quarz die vor allem in B-Tektoniten vorkommen. In der Abb. 16 (gezeichnet nach Photos, nat. Größe) sehen wir sowohl Scherfalten wie auch Bilder pygmatischer Falten.

4. Mikroskopische Beschreibung: Bei weitem vorwaltender Hauptgemengteile ist Quarz, daneben findet sich Graphit, dessen Menge auf etwa 5% zu schätzen ist, wenngleich Integrationen der sehr kleinen Teilchen nach dem Pointcount-Verfahren Werte um 15% ergaben (Holmes-Effekt), außerdem in geringen Mengen Apatit und selten Glimmermineralien. In Handstücken sind selten mm-große z. T. verzerrte Pyrithexaeder erhalten. Auf Klüften und Rissen finden sich sphärolithische Ausscheidungen von lichtgrünem Wavellit (bestimmt durch Immersionsmethode an Mineral-Splittern).

Der Quarz bildet in der graphitdurchstäubten Gesteinsgrundmasse ein feinkörniges $\pm$ isometrisches Polyedergefüge, die einzelnen Körner sind also fast nicht miteinander verzahnt.

Die Diagramme der Abb. 13-14 zeigen die Regelung solcher Quarze, vermessen auf dem U-Tisch. Neben solchen mäßig scharf geregelten Gefügen finden sich allerdings auch solche, die mit den Methoden Kap. 2 beurteilt als statistisch isotrop zu gelten haben.

In den graphitfreien hellen Bändern ist der Quarz mittelkörnig seine Querschnitte zeigen eine Längung //s des Gesteins, die Korngrenzen sind suturiert. Die großen Quarze der hellen Bänder greifen auf das feinkörnige Gefüge der Grundmasse über.

Die Regelung der Quarze nach der Hauptachse ist, wie mit dem Gipsblatt zu erkennen, in den hellen Bändern weit schärfer ausgeprägt als in der Grundmasse; offensichtlich wird also durch wachsenden Graphitgehalt die Korngröße, wie auch die Schärfe der Regelung im Quarzteillagefüge herabgemindert.

Stimmt der Regelungstyp des Quarzgefüges in den Bändern mit dem der Gesteinsgrundmasse überein, so liegen Bänder einer älteren Generation vor. Im Fall der Diagramme 4094 I, II (Abb. 17, 18) haben wir es mit Quarz einer jüngeren Ausscheidung zu tun (4094 I). Es läßt sich das Gefüge Abb. 18 als Palisadenstruktur auf die Form des hellen Bandes im Handstück beziehen.

Deutet man mit den Argumenten VOLL's (1960) die Graphitquarzite vom Fahrnbühl als stärker metamorphe Äquivalente der gotlandischen Lydite, wie sie aus dem Fichtelgebirge und dem Steinwald bekannt sind, so kann ein Vergleich der beiden Gesteinstypen wichtige Hinweise für deren geologische Geschichte geben.

Zum Vergleich liegen mir vor: Metakieselschiefer vom Fahrnbühl und Kieselschiefer aus dem Steinbruch bei Dobrigau, ferner 2 Schliffe von einem Lyditvorkommen bei Tirschnitz (Sammlung DIMROTH). Die Proben von Tirschnitz und von Dobrigau scheinen deshalb besonders gut für den Vergleich geeignet, da man hier, wie am Fahrnbühl etwa gleiche Entfernung zum Granitkontakt annehmen kann.

Im Steinbruch bei Dobrigau finden sich intensiv verformte, oft stengelig brechende schwarzgraue äußerst feinkörnige Lydite, welche von zahllosen haarfeinen bis einige mm dicken Quarzadern durchsetzt sind. Meist entsprechen diese Adern in ihrer Lage den (h0l)- und (0kl)-Klüften.

Im mikroskopischen Bild (Schliffe vom Fundpunkt nahe Tirschnitz) sieht man eine stärkstens von Opaksubstanz durchstäubte Gesteinsgrundmasse, in welcher sich Quarz und selten auch Glimmerminerale finden.

Die Korngrenzen der durchsichtigen Gemengteile in der Gesteinsgrundmasse beobachtet man kaum. Betrachtet man den Schliff bei eingeschobenen Gipsblatt, so erscheinen die Quarze geregelt. Durch wechselnden Gehalt an Opaksubstanz ist die Schichtung des Gesteins angedeutet. Helle Bänder liegen manchmal schichtparallel; meist entsprechen sie Kluftrichtungen. Die Klüfte sind bei der Formung des Gesteins (Scherfaltung) aufgerissen und dürften erst später mit Quarz ausgefüllt worden sein. Der Quarz bildet in den hellen Bändern ein polygonales Pflaster $\pm$ isometrischer Körner. In ihnen kann ich bei eingeschobenen Gipsblatt keine Regelung erkennen.

Nach RECHENBERG (zitiert in WURM 1961) hat in den Lyditen "keine Rekrystallisation nach Art der Metakieselschiefer stattgefunden". Der Quarz der hellen Bänder stammt nach WURM aus dem Gestein selbst; er sei in den Rissen ausgefällt.

Welches sind die Hauptunterschiede zwischen den Lyditen und den Quarziten von Fahrnbühl?

Die einzelnen Körner sind bei den Quarziten immer an deutlich sichtbaren Grenzen gegeneinander abgesetzt.

Das Quarzkorngefüge ist häufig deutlich geregelt und zwar sowohl in der Gesteinsgrundmasse, wie in den hellen Bändern. Die Quarzkörner in den hellen Bändern sind um ein Vielfaches größer als die der graphitdurchstäubten Gesteinspartien. Die suturierten Grenzen solcher großer Körner weisen auf "straininduziertes" Wachstum, also noch syntektonische Kristallisation hin.

Aus diesen Befunden leite ich das folgende Zeitschema für Bildung und Metamorphose der Graphitquarzite ab:

Im Gotlandium wurden Kieselschiefer im südlichen Fichtelgebirge und im Oberpfälzer Wald abgelagert. Sulfiderze,

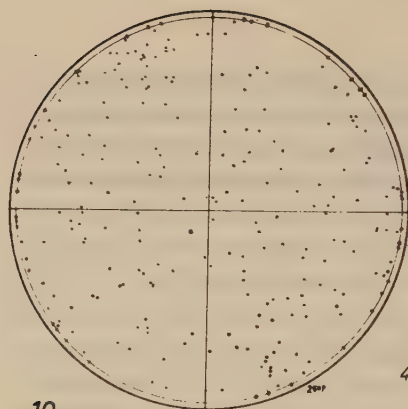
Bitumen, Graphit und der Gehalt an Phosphaten (Apatit, Wavellit) weisen auf eine Sedimentation in euxinischer Fazies hin. Die Umprägung erfuhr das Gestein im Verlauf der varistischen Orogenese. Dabei bildeten sich Scherfalten, kombinierte Biegescherfalten sowie Erscheinungen von Gesteinsfließen. Quarz hat sich in Form der hellen Bänder dabei in den Faltenscheiteln angereichert.

Aus der Regelung und aus den Korngrenzen dieser Quarze entnehmen wir, daß die Formung im Gestein noch nicht ganz abgeklungen war als der Quarz kristallisierte. Die kleineren Quarzkörner der Grundmasse sind kaum miteinander verzahnt - ein Zeichen dafür, in welchem Mass die freie Grenzflächenenergie von der Korngröße abhängt. Im Handstück 4089 (Abb. 15) und im entsprechenden Schliffbild sehen wir ein Beispiel, dafür, daß eine spätere Formungsphase auch noch die hellen Bänder erfaßte und sie stellenweise ausdünnte. Alle diese geschilderten Ereignisse liegen zeitlich vor der Intrusion der sudetischen Granite (Falkenberger Massiv) und vor der Entstehung der NW-streichenden Quarz-Hämatitgänge.

Ob und in welchem Umfang das Quarzgefüge der Gesteine durch die mit dem Granitaufstieg verbundene Erwärmung entregelt wurde, läßt sich nur schwer beurteilen. Der Granit des Flossenbürger Massivs steht in unmittelbarer Nähe des Metakiesel-schiefer-vorkommens vom Fahrnbühl an. Leider fehlen aber die Aufschlüsse, welche es gestatten, die Änderung des Quarzgefüges in den Quarziten in Abhängigkeit zum Abstand vom Granitkontakt zu studieren. Wesentlich scheint in diesem Zusammenhang die Feststellung, daß z. B. Granit-Disthen-Gneise nahe Kirchendemenreuth straffe Regelung der Glimmer, aber keine erkennbare Regelung der Quarze aufweisen, obwohl sie sicher weiter vom Granitkontakt entfernt liegen als die Metakiesel-schiefer.

Auch für die Frage, inwieweit die Wärme beim Granitaufstieg die Rekristallisation des deformierten Quarzgefüges in den Kiesel-schiefern beeinflußt hat, gibt es in den Proben aus dem Steinbruch am Fahrnbühl nur ungenügende Hinweise.

Die verzahnten Korngrenzen der Quarze in den hellen Bändern können hier nicht zur Deutung benutzt werden, da das Grenzflächenverhalten von Mineralien bei der Erwärmung von Gesteinen bisher noch nicht zahlenmäßig untersucht worden ist.

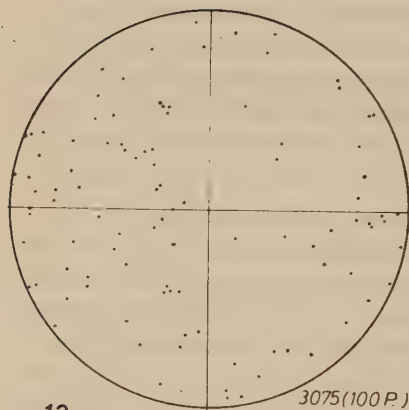


10.

4106



11.



12.



13.

10 Graphitphyllit (Dölsch 250 Punkte)

11. wie 10, ausgezählt: <1-1-2-3-4%

12 Granat-Disiten-Gneis (Kirchendemenreuth, 100 Punkte)

13 Graphitquarzit (Fahrbühl, 300 Punkte. 0-1-3-5-7-8%)

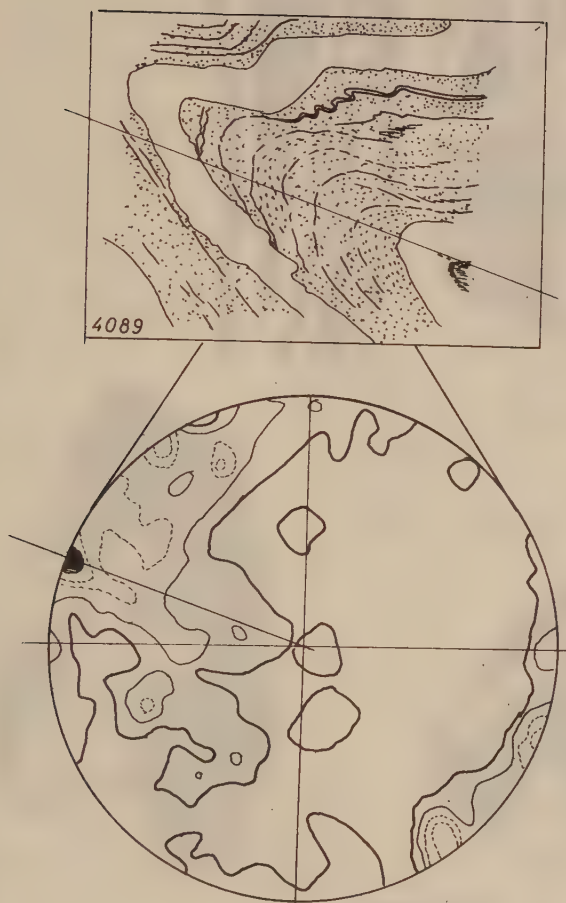


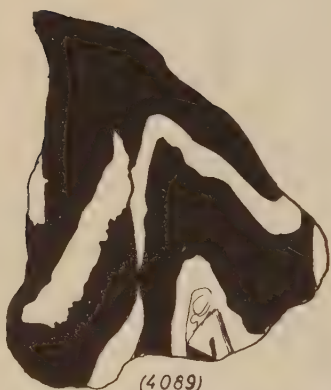
Abb. 14 Quarzgefüge im Metakieselschiefer Schliff 4089
(Handstück siehe Abb. 15.)

15.



5 cm

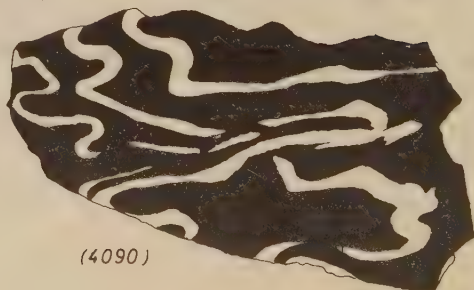
(4639)



(4089)



(4091)



(4090)



16

4102 (156)

DEFORMATION REKRISTALLISATION.

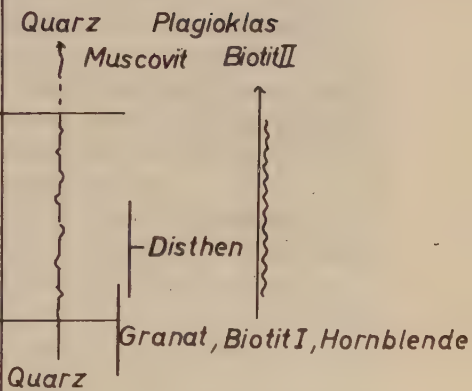
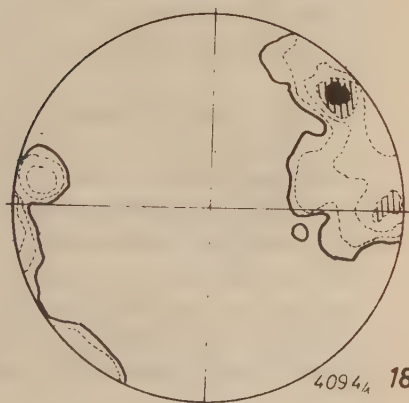


Tabelle 2: GRANAT - DISTHEN - GNEIS



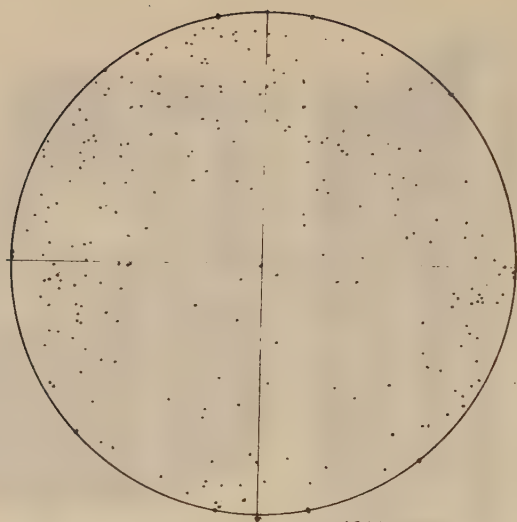
17

4094_{1/2}

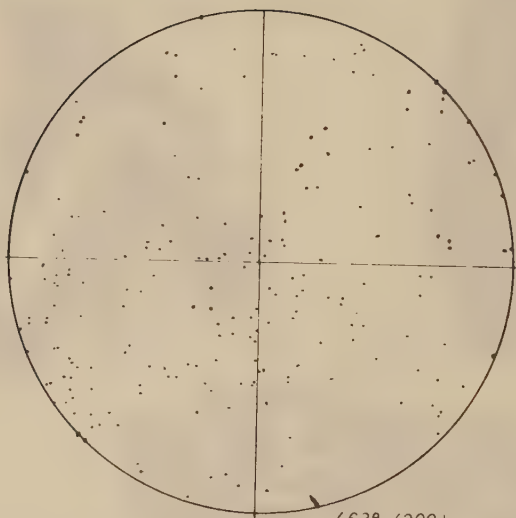


18

4094_{1/4}



4644 (225)



4638 (200)

19: Metakieselschiefer, schwach geregelt.

Die quarzitischen Glimmerschiefer des Ossergebietes

Eine Serie von Glimmerschiefern, Quarziten, Graphitquarziten mit Einlagerungen von Amphiboliten und Marmor schließt sich südöstlich an das Gabbroamphibolitmassiv von Neukirchen b. hl. Blut und reicht auf bayerischem Gebiet bis nach Eisenstein. FISCHER (1929) hat diese Gesteine untersucht und konnte nachweisen, daß dies die schwächer metamorphen Äquivalente der im Südwesten folgenden Arbergneise sind. Aus diesem Befund ist die Vorstellung, die Glimmerschieferzone gehöre zum "Dach des moldanubischen Gebirges", entwickelt worden.

Die Gesteine dieser Serie schienen für eine gefügekundliche Betrachtung geeignet, einmal wegen ihres hohen Quarzgehaltes, zum zweiten, da sie, wie FISCHER nachwies, mindestens zwei Formungen erlebt haben (Internstrukturen in Granat) - und so mit saxothuringischen Kieselschiefern, welche nach VOLL monometamorph sind, konfrontiert werden können.

Noch nicht ganz geklärt ist der Verband zwischen der Glimmerschieferzone und den im Südwesten folgenden Gneisen. In einer Kartierung von BLÜMEL (1966) wird zwischen den Glimmerschiefern und den Arbergneisen eine Übergangszone ausgeschieden.

Südlich von Lam am Weg zum Schwarzeck kann man diesen Übergang beobachten: Es fällt die Zunahme der Korngröße auf. Immer häufiger sieht man cm-mächtige Lagen in "s" eingeschaltet. Bei den Kleinfalten im Handstücksbereich erscheint die Achsen-ebene häufig verbogen.

Kurz unterhalb des Schwarzeck bei der Pegmatitgrube jedoch finden wir auf der Halde Graphitquarzite. Ganz in der Nähe der Grube befindet sich ein Marmorvorkommen (Waldwiesmarterl). Am Schwarzeckfelsen selbst liegt Quarzit als Schollen in Granit und in Mischgneisen. Diese Beobachtungen beweisen einmal mehr, daß die Glimmerschiefer und die Gneise südlich des Weißen Regen altersgleich sind. Ein Vergleich der Gefüge von Osserquarziten mit denen der Quarzite vom Schwarzeck ergibt Hinweise auf das Verhalten des Quarzes bei einer Rekristallisation.

Besonders quarzreiche Lagen in den Glimmerschiefern wurden als Osserquarzite bezeichnet. Diese finden sich im Bereich der Kartenblätter Lam und Rittsteig als bis über 100 m breit ausbeißende Züge, die dem Streichen der Glimmerschiefer zu folgen scheinen (Kartierung FISCHER unveröff., Kartenskizze in SCHRÖCKE, L 74). Bei Lambach werden sie in einem Steinbruch als Material für Wegebau gewonnen.

Die folgende Beschreibung richtet sich vor allem nach dem Vorkommen "Auf'm Sattel" (r:457930 h:545280).

Hier liegen die Quarzite akkordant in den Glimmerschiefern, mit welchen sie gemeinsam in flach herzynisch- bis ENE-streichende südvergente Falten gelegt sind. (Diagr. 21)

Der Quarzit ist von grauer Farbe; hellere und dunklere Lagen herrührend von wechselndem Glimmergehalt, markieren ein "s". Unter dem Hammer bricht das Gestein nach diesem "s", sowie vor allem nach den Q-Klüften (siehe Diagr. 21).

Die Glimmer auf den "s"-Flächen (meist Muskovite) sind verbogen und deuten somit eine Faser an. Diese Faser muß schon vor der letzten Faltung, von der sie verbogen wurde, bestanden haben. Dies wird bestätigt bei Betrachtung der Faltenstücke auf der Blockhalde unter den Felsen. Von hier stammt die Abb. 20 , an welcher man ganz deutlich die alte Faser erkennt. Es ist im Gelände indes schwierig, immer zu entscheiden, ob eine jüngere oder eine ältere Faltenachse vorliegt. Bei den beiden im Diagramm eingetragenen alten Achsen besteht kein Zweifel.

Geht man von der Annahme aus, daß im Ossergebiet eine ältere NNW-streichende Faltenachse um eine jüngere flach herzynische gebogen wurde, so scheint die Überlegung angebracht, in welcher Lage wir nun die ältere Faser im Gelände antreffen können:

Wir müssen annehmen, daß die der alten Faser entsprechenden Punkte in der Lagenkugelprojektion auf einem Kleinkreis um den Austrittspunkt der jüngeren Faltenachsen zu suchen sind.

Angewandt auf die südvergenten Falten des Osserwesthanges bedeutet dies, daß die ursprünglich NNW-streichenden alten Faltenachsen jetzt auch in die ESE-Richtung umgelenkt sein können. (Sie liegen dann am SW-Flügel der jungen Falten.)

In der Abb. 28 sind diese Vorstellungen illustriert:

Geht man von einem Winkel zwischen B ' und B ' ' von etwa $40 - 60^{\circ}$ aus, wie ich ihn an einem Handstück feststellte, und bedenkt man, daß die Achsenebene der jüngeren (?) isoklinalen Faltung im allgemeinen mit 70° nach N einfällt, so ergeben sich für die heutige Lage der alten Faser Richtungen von B ' ^{theor.} = $260-275/10-20$ und $0-30/60-80$.

Schon aus dieser kurzen Betrachtung wird ersichtlich, daß die im Aufschluß gemessenen Linearen keineswegs immer der jüngeren Faltung zu entsprechen brauchen. (Der Winkel zwischen B ' und B ' ' ist zudem oft kleiner als 40° .)

Das mikroskopische Bild der Quarzite zeigt feinkörnige (bis feinkörnige) ganz überwiegend aus Quarz neben Biotit, Muskovit und saurem Plagioklas aufgebaute Gesteine.

Die Glimmer bilden ein offenes Teilgefüge; der Offenheitsgrad (bestimmt gemäß SANDER) liegt, wenn man die Glimmer zusammen betrachtet, für die "reinen" Quarzite zwischen 2 und 4.

Biotit ist nicht mehr ganz frisch; er zeigt Pleochroitische Farben von olivbraun nach blaßgelb. Er ist älter als der Muscovit, welcher häufiger quer zu "s" gewachsen ist. Zum Teil mag der Muscovit auch aus dem Biotit entstanden sein, in solchen Fällen findet man Opaksubstanz im Schliff.

Plagioklas ist sehr selten, er zeigt eine Siebstruktur.

Der Quarz ist gut nach seinem Gitter geregelt.

Die Diagramme zeigen ein Maximum in Verbindung mit Gürtelkonfigurationen. (Abb. 22, 23, 25)

Vergleicht man die Quarzkorngefüge mit den entsprechenden Handstücken, so erkennt man, daß die Faser des Gesteins jeweils in der Richtung der geringsten Besetzung des Diagramms liegt. Diese Faser ist aber wie schon erwähnt bei der letzten Faltung umgebogen worden. Die Regelung der Quarze müßte demnach also von der vorletzten Formung herrühren.

Um diesen Befund zu überprüfen, wurde ein Faltenstück von quarzitischem Glimmerschiefer auf die Abwickelbarkeit seines Quarzgefüges hin untersucht.

Es handelt sich hierbei um ein //s abspaltendes feinkörniges Gestein. In dem Faltenstück (ABB 30) wechseln quarzreichere Lagen mit solchen, in welchen Glimmer und Granat angereichert

sind. Daß es in den glimmerführenden Lagen während der Faltung zu Scherbewegungen gekommen sein muß, erkennt man an der Fältelung der inneren Partien des Stückes. Die Faser ist auf "s" gut zu sehen, sie ist mitverfaltet.

Quarz, Biotit, Muscovit, Granat, neben saurem Plagioklas und Turmalin sind die Bestandteile des Gesteins.

Ihr Alter im Bezug auf die beiden Formungen des Schiefers, wie man es aus der Betrachtung der Schlitze ableiten kann, ist in der Tabelle zusammengestellt.

Im einzelnen: Granat hat Internstrukturen, die auf seine prä- bis syntektonische Entstehung hinweisen. Wir finden parallel, selten s-förmig angeordnete Einschlüsse von Quarz und Erz. Dieses s' muß auf die erste Formung zurückgeführt werden, da die Internstrukturen mehrerer Granate nicht mehr zu einem Gesamtgefüge vereinigt werden können. Auch bei den Internen Quarzen ist keine bevorzugte Regelung mehr zu beobachten.

Biotit findet sich in zwei Generationen: Biotit I ist häufig etwas in Chlorit umgewandelt, in Faltenscheiteln ist er verbogen. Er muß also mindestens vor der zweiten Formung entstanden sein. Biotit II ist frisch; wir finden ihn zusammen mit Muscovit, nur selten sind die Scheite schwach gebogen. Daß Biotit I in Muscovit + Erz umgewandelt wurde, ergibt sich aus deren Vergesellschaftung.

Wichtig erscheint mir, daß die Glimmer ein geschlossenes Gefüge bilden.

Der Turmalin und der seltene Plagioklas ist in jedem Fall posttektonisch kristallisiert und dürfte den später in der Umgebung intrudierten Granitgängen zugeordnet werden.

Die Bildungsgeschichte des heute vorliegenden Quarzgefüges kann nur indirekt erschlossen werden:

Die Abb. 30a zeigt die Glimmerschieferfalte, eingetragen sind die Stellen von welchen Schlitze angefertigt sind.

Die Diagramme 5154 I, IV, VI und VII enthalten jeweils 400 Kornvermessungen. Das Quarzgefüge von Schliff V entspricht dem von VI, das von II entspricht dem von I.

In den Korngefügen der Schlitze III, VIII, IX und X ist keine bevorzugte Regelung nachzuweisen. (siehe z. B. Abb. 24)

Das in Schliff VII vermessene Gefüge habe ich mit dem Hauptmaximum in die Diagrammmitte rotiert, wir sehen in Abb. 32 einen schiefen Kreuzgürtel mit Maximum I, die Faser des Gesteins (B') liegt im unterbelegten Bereich des Diagramms.

Aus diesen Messungen müssen wir folgern:

1. Das Quarzgefüge des Glimmerschiefers entstammt weitgehend der vorletzten Prägung.
2. Eine "Entregelung" der Quarze haben wir dort, wo das Glimmergefüge kein einfaches Maximum mehr bildet. (Schliffe III, VIII, IX, X, siehe Diagramm 5154/VIII, Abb. 24)

Die anderen Eigenschaften des Quarzgefüges passen gut zu den bisher gewonnenen Ergebnissen:

Das Quarzkornpflaster im Bereich des Schliffes I und II ist gut rekristallisiert; es zeigt glatte Korngrenzen, diese treffen unter Winkeln von $+ 90^{\circ}$ auf die Glimmerbasis oder unter verschiedenen Winkeln auf die Glimmerenden, so wie dies VOLL für ein "Gleichgewichtsgefüge" forderte (siehe auch KRETZ).

Nur selten löschen die Quarze undulös aus.

Ganz anders z. B. im Bereich des Schliffes IX: Hier finden wir häufig stärker suturierte Kongrenzen, welche auf ein "straininduziertes Wachstum" dieser Quarze hinweisen.

Die Quarze löschen oft undulös aus und mehrfach habe ich die Böhmsche Streifung beobachtet.

Wir können generell feststellen:

In den Faltenflügeln haben wir ein Gleichgewichtsgefüge mit einer kleineren Intergranularen, im Faltenscheitel ist die Intergranulare größer - das Gefügeggleichgewicht hat sich noch nicht eingestellt.

Es muß ein Zusammenhang zwischen der Faltung und dem Gefügeggleichgewicht bestehen: Durch die zweite Formung der Glimmerschiefer und die damit verbundenen Teilbewegungen in Falten-scheiteln (Biegung) wurde das Gleichgewicht gestört.

Das geschlossene Glimmergefüge hat die entsprechenden Teilbewegungen in den Faltenflügeln (Scherung) weitgehend aufgenommen.

**Zusammenfassung: Formung und Gefüge in Gesteinen des
Ossergebietes.**

Im Bereich des Osser sind in den Gesteinen zwei Formungen nachgewiesen. (FISCHER)

Die Schieferung (s) und die Faser (B') entstammen wenigstens zum Teil der älteren Deformation.

Die zweite Verformung bedeutete eine Biegefaltung in den faltungskompetenteren Quarziten; die geomechanisch anders reagierenden Glimmerschiefer dienten als Bahnen der zugehörigen Scherbewegungen.

Beide Deformationen geschahen vor dem Aufdringen der Granitgänge, welche dieses Gebiet durchsetzen; das verzahnte Quarzkornpflaster, herrührend von "straininduziertem Wachstum" läßt jedoch vermuten, daß die Granite noch bei ihrer Intrusion Spannungen im Gestein antrafen. (siehe auch FISCHER 1929)

In der Abbildung 31 sind zusammengestellt:

1. Bogenlänge und Krümmungsradius bei der Falte (5154).
2. Die Regelungsschärfe in Schliften 5154 I, IV, V, VI, VII und in Diagrammen, welche entsprechend der Ausglättung der Falte übereinander rotiert worden sind.

Folgerungen für das Beurteilen von Gefügedaten im Ossergebiet.

1. Die auf des s-Flächen sichtbare Lineare entspricht nicht unbedingt der Achse der jüngeren Faltung. Eine sichere Interpretation ist nur dort möglich, wo die Achsen der jüngeren und der älteren Faltung zusammen beobachtet werden.

2. Die s-Flächen in den Glimmerschiefern könnten als Scherflächen parallel der zu den jüngeren Falten gehörenden Achsen-ebenen aufzufassen sein, ähnlich, wie man die aus dem rheinischen Schiefergebirge kennt (z.B. Hunsrückschiefer).

Für diese Annahme spricht die Beobachtung, daß an den Felsen nahe dem Mariahilfkirchl die Linearen häufig einen Verschiebungssinn vermuten lassen.

Für eine weitere tektonische Analyse erscheint es vor allem wichtig, daß jeweils die Winkel zwischen den Achsen B' und B'' festgestellt werden, damit man so Material für statistische Untersuchungen gewinnt.

Höher metamorphe Äquivalente der Osserserie (Abb. 33)

G. FISCHER verdanken wir die Erkenntnis, daß die Gesteine des künischen Gebirges nicht wesentlich altersverschieden sind gegenüber den Gneisen südlich des Weißen Regen. Dies ist inzwischen durch mehrere Beobachtungen bestätigt worden. Erwähnt seien nur Graphitquarzite und ein Marmorvorkommen unterhalb dem Schwarzeck.

Am Schwarzeck finden sich in den Felsen Quarzitschollen in tektonischem Verband zu den Arbergneisen und Graniten. Die Quarzite erscheinen im Handstück straff texturiert, ihr Quarzgefüge wurde vermessen und dabei wurde keine ausgeprägte Regelung festgestellt. Offensichtlich ist dies auf den Einfluß des Granits zurückzuführen. (Schliff 5142)

Auch das Quarzgefüge eines Graphitquarzites von der Pegmatitgrube nahe "Waldwiesmarterl" unterhalb des Schwarzeck wurde vermessen. (Schliff 5143)

Die beiden letzten Proben stammen von akkordanten Einlagerungen in den Gneisen beim Gsengetfelsen (Bl. Unterfrauenau, STEINER), sowie vom Nordhang "Geisbrunn" (Bl. Zwiesel, MADEL). Die statistische Auswertung des vermessenen Quarzgefüges ergab in keinem der Fälle eine deutliche Regelung.

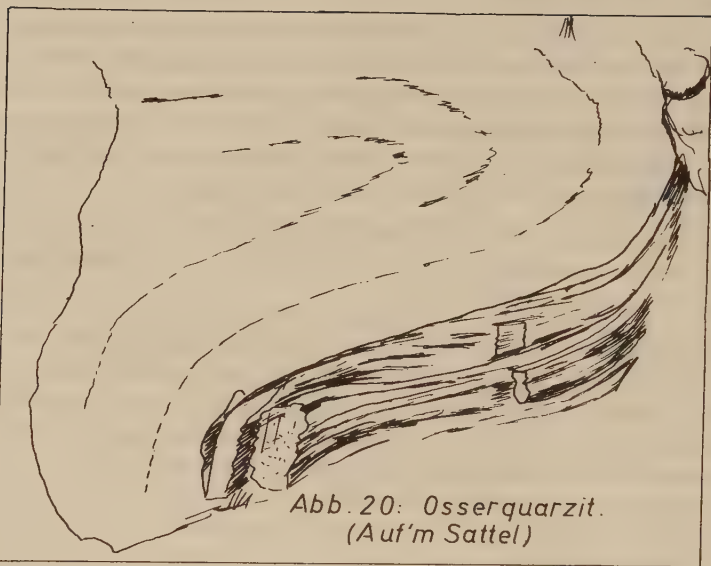


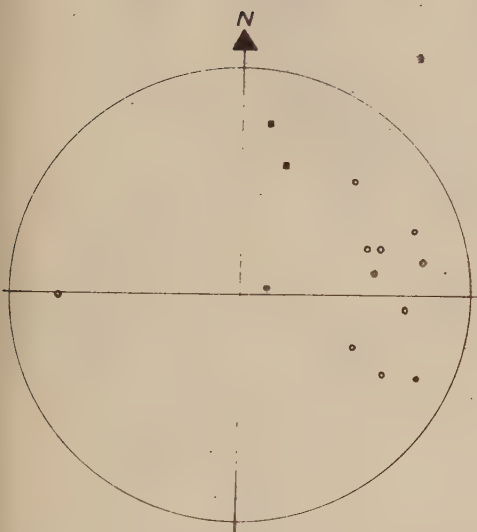
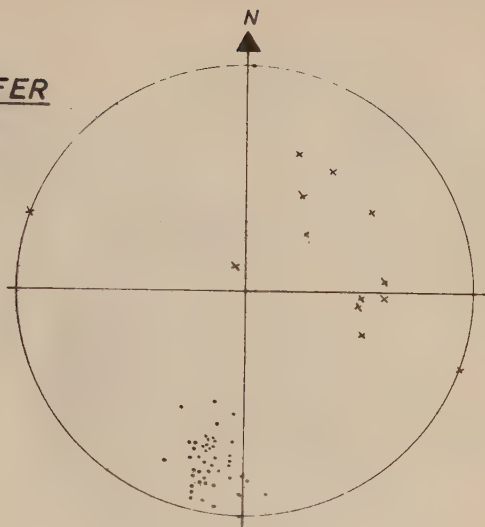
Abb. 20: Osseerquarzit.
(Auf'm Sattel)

QUARZITGLIMMERSCHIEFER

Mariahilf - Kp.

s-Flächen •

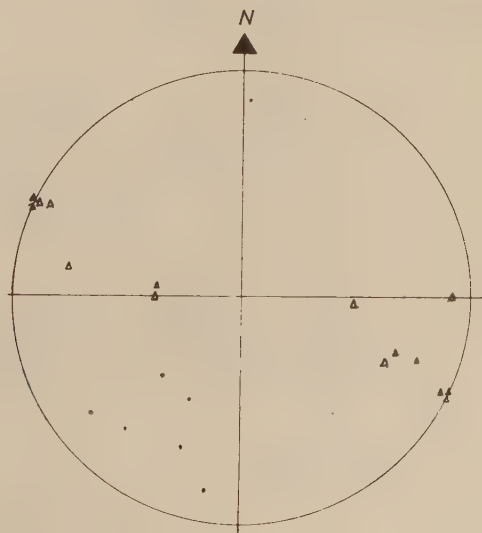
Linearen x



Auf'm Sattel

Faltenachsen
alt ■ „jünger” •

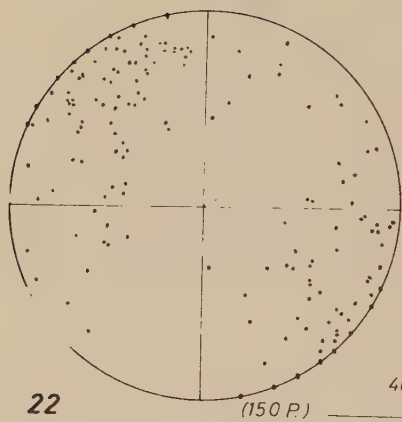
Abb. 21



Auf'm Sattel

s-Flächen •

Q-Klüfte Δ



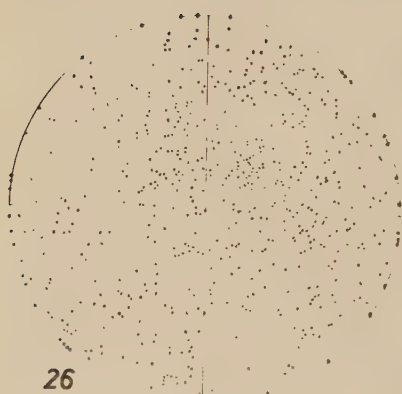
4640

(150 P.)

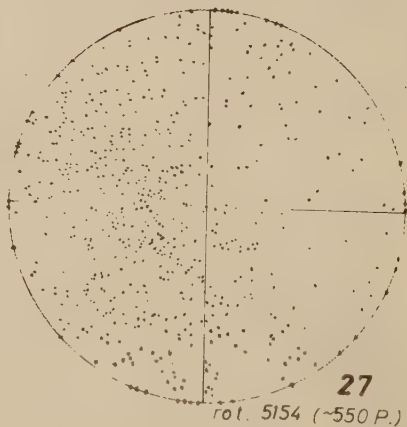


5154/VIII(100 P.)

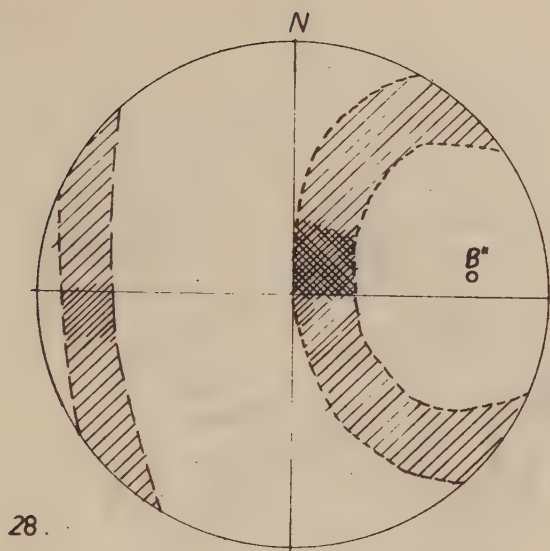
5148 25



nicht rotiert 5154 (570 P.)



rot. 5154 (~550 P.)



5154 (ausgeglättete Falte)
(600 P 0-1-2-3-45%)



Quarzitglimmerschiefer
Thiernsteiner Hänge (Osser)

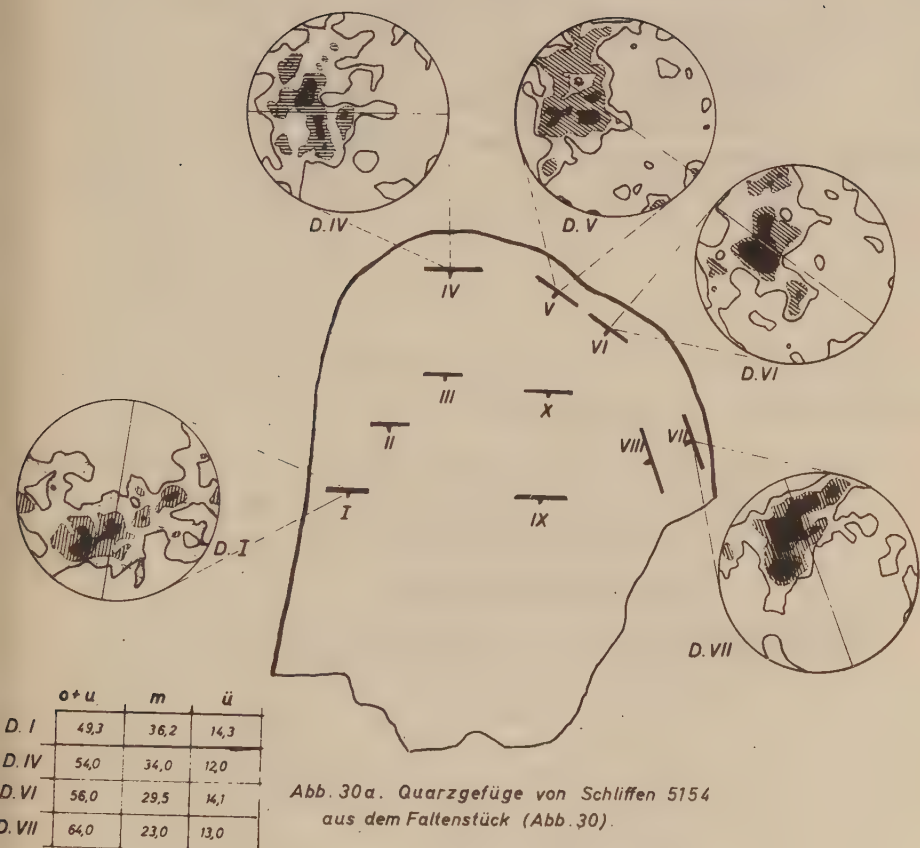
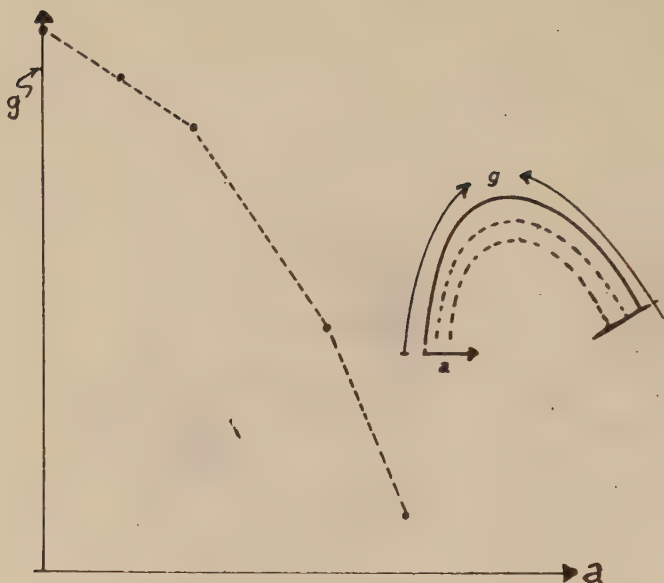


Abb. 30a. Quarzgefüge von Schliffen 5154
aus dem Faltenstück (Abb. 30).



31. Bogenlängen g bei Faltenstück 5154.

REGELUNGSSCHÄRFE IN 5154 I, IV, VI, VII UND IN
 AUSGEGLATTETEN DIAGRAMMEN VERGlichen MIT EINER
 ZUFALLSVERTEILUNG. (Theor.)

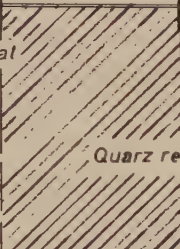
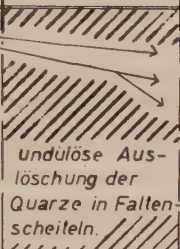
Zellen mit	Theor.	I	IV	VI	VII	A	B	C
0	27	55	42	64	61	51	45	38
1	54	43	41	42	52	51	59	54
2	54	41	48	33	33	27	31	52
3	36	23	24	23	14	33	31	22
4	18	16	19	13	17	16	14	18
5	11	22	26	25	23	22	20	16
und mehr Pkt.								

daraus berechnet χ^2 : 50,2 38,6 85,1 77,3

bei A: 46,2

B: 31,1

C: 12,3

	Verformung I		Verformung II	
Granat		Biotit I (z.T. chloritisiert)		Biotit II Muscovit Erz Turmalin
	Quarz rekristallisierte		undulöse Aus- löschung der Quarze in Falten- scheiteln.	



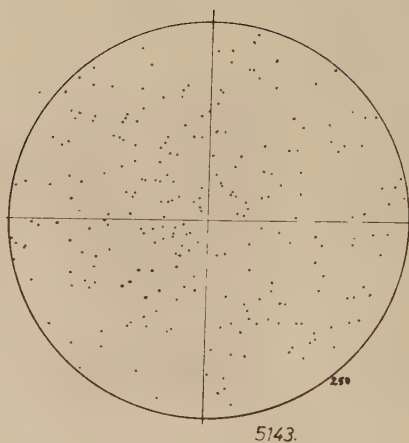
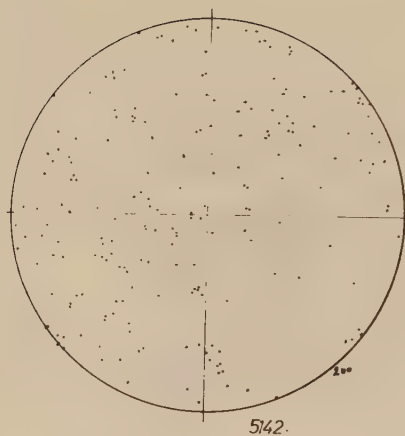
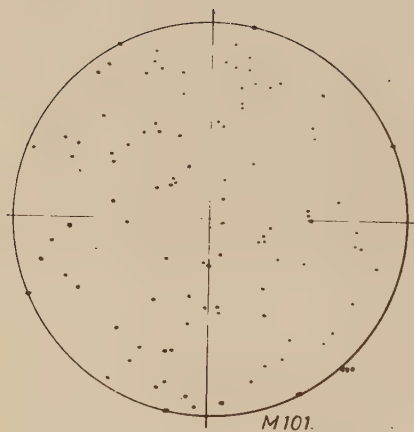


Abb. 33



Schliff		Pkte	λ	F	χ^2	χ^2/F	
						berechnet	zulässig (HOLLER)
5142	Quarzit (Schwarzeck)	200	2	4	10,4	2,6	4,063
5143	Graphitqt. (Pgm Grube)	250	2,5	4	11,4	2,8	4,063
M 101	Quarzit (Geisbrunn)	100	1	2	0,2	0,1	5,916
4482	Quarzit (Gsenget)	70	0,4	1	1,8	1,8	9,070

*benutzt wurde das Netz nach WINCHELL.

Die Gesteine der blastomylonitischen Bewegungszonen

Als "Blastomylonite" bezeichnet man nach ESKOLA (1939) "Gesteine, welche nach der Zertrümmerung granoblastisch umkristallisiert sind. Es sind dabei durch mechanische Metamorphose entstandene Gefüge als Relikt über einen späteren Akt der Metamorphose hin erhalten geblieben."

Solche Gesteine sind im Bayerischen Wald häufig anzutreffen: Gleitplatten von m-Mächtigkeit, an deren Kontakt zum Nebengestein sich bisweilen der Verschiebungssinn ablesen läßt, wurden aus zahlreichen Aufschlüssen der Gegend zwischen Cham und Unterfrauenau beschrieben (FISCHER, GRAUERT, STEINER, WINTER u.a.).

GRAUERT stellte fest, daß die Verschiebungen an benachbarten Gleitplatten bisweilen gegensinnig sind; somit läßt sich der Gesamtverformungsplan aller dieser Verwerfungen, deren Sprungweiten zudem meist nicht bekannt sind, nicht durch einfache Summation der Teilbewegungen ableiten.

Um Systeme von Gleitebenen dürfte es sich bei den großen Störungen am Pfahl und bei der Rundinger Zone handeln.

Im Folgenden werden nur Gesteine aus der Rundinger Zone beschrieben:

Nach den Arbeiten von DÜSING, FISCHER, MADEL und STEINER läßt sich die Rundinger Zone von der Umgebung Oberviechtach über Rötzing, Kötzing durch das Zeller Tal bis Bodenmais, und weiter im SE bis in die Gegend von Gehmannsberg, wo sie Anschluß an das Störungssystem des Pfahls gewinnt, verfolgen. Offensichtlich haben wir es hier mit einer Art "Pferdeschwanzstruktur" zu tun. Nach Kartierungen auf Blatt Bodenmais scheint nahe Frath das Störungssystem sich aufzuspalten, wobei ein Zweig nach SSE verläuft und etwa in der Gegend des Lassensteinfelsens auf Blatt Regen die Pfahlzone erreicht.

Der Verwerfungssinn an den Störungen kann nur selten ermittelt werden. So hat STEINER auf Blatt Unterfrauenau durch Lesesteinkartierung mehrfach eine Verschiebung jeweils der östlichen Scholle nach N mit 220 - 300 m (waagrechte Komponente) Sprungweite festgestellt.

Weiter südlich nahe der Pfahlzone ist nach Kartierung STEINER ein umgekehrter Verwerfungssinn gegeben. FISCHER hat gezeigt, daß die blastomylonitische Formung in der Umgebung von Cham älter ist als die Entstehung der Granite. Sie ist jünger als die beiden alpinotypen Deformationen; man könnte also an ein varistisches Alter denken. Sicherlich haben aber auch noch später (kretazisch) Bewegungen kleineren Ausmaßes die Mylonitzonen betroffen.

Folgende Gesteine wurden auf ihr Quarzgefüge hin untersucht:

1. Orthoblastomylonit, Drachselsried
2. Blastomylonit nach Cordieritgneis, nahe Arnbruck
3. Parablastomylonit, Plattenhöhe
4. Quarzit, Lassenstein

Der Orthoblastomylonit von Drachselsried

Die Beschreibung bezieht sich auf das Vorkommen am Unterberg östlich Drachselsried an der Straße nach Bodenmais, wo das Gestein in einem Bruch gut erschlossen ist.

Das Diagramm 42 zeigt die Lage der Faser, der Klüfte, der s-Flächen, eines diskordanten Granitgängchens (nach FISCHER) und die Hangneigung des Unterberges (nach dem Meßtischblatt).

Es handelt sich um mittelkörnige stengelig und nach Parallel-epipeden brechende schmutzig elfenbeinfarbene bis etwas rötliche Gesteine. Schon im Handstück fällt die starke Durchbewegung, wobei Porphyroklasten von Feldspat umflasert sind, auf. Wesentlich erscheint, daß Granat, von welchem die rötliche Farbe des Gesteins herrührt, nicht gleichmäßig verteilt, sondern in Schlieren (oder Fahnen) vorkommt.

GÜMBEL beschreibt dieses Gestein wegen des Granatgehaltes als Granulit, "welcher sich in zahlreichen aber stets schwachen Lagen zwischen Gneis in der Gegend von Zwiesel und Bodenmais einstellt" er nennt weitere Vorkommen (Frath, Böbrach, Maisried, Klingenbrunn und den Silberberg).

FISCHER deutete (1939) ähnliche Gesteine als weitergehend umgeformte Granite oder Pegmatite und sah Granat als "metamorphen Fremdling" an.

Das mikroskopische Bild der Mylonite erinnert in der Tat stark an Granulite, besonders Schliffe //bc legen einen Vergleich mit der Abb.45 in SANDER (1948) Band 2 nahe. In "s" gelängte Quarzkörner (Breite 0,5-1,0mm; Länge bis etwa 5mm) liegen in einer feinkörnigen Grundmasse von Quarz, Mikroklin, Plagioklas (An 27-30), Biotit, Sillimanit und Disthen. Solche großen Quarzkörner zeigt die Abb.35.

Das Diagramm 36 zeigt das Gefüge der Quarze in einem Schliff //bc. Es wurden hier sowohl Quarze der feinkörnigen Gesteinsgrundmasse, wie auch große Körner vermessen.

Es ist eine Regelung der Quarze vorhanden, welche allerdings nicht klar typisierbar ist. Für eine Deutung scheinen in Frage zu kommen die Maxima III oder VIII (Benennung gemäß FAIRBAIRN, Fig.2-1). Sieht man in der Punkthäufung das Maximum III, so hätten wir eine monokline Symmetrie des Quarzgefüges. Ein Vergleich der Maxima III bei den Diagrammen im Buch SANDERS ergibt für diese häufig einen Winkelabstand gegenüber "b" des Gefüges von etwa 37° (SANDER 1948, Diagramme 33, 34, 36) einen entsprechenden Kleinkreis habe ich in Abb.36 dieser Arbeit eingezeichnet.

Die Ergebnisse von Korngestaltmessungen an Quarzen sind in Abb.34 eingetragen. Besonders im Schliff //bc erkennt man, daß vor allem die großen Quarzkörner gelängt sind.

Wie in Abb.35 angedeutet, setzen durch die großen Quarze häufig Fugen. Deren Pole sind im Diagramm 37 eingetragen. Die Winkel zwischen diesen Loten auf die Fugen und den Hauptachsen der zugehörigen Quarzkörner sind im Histogramm Abb.34 zusammengestellt.

Es ergeben sich nun folgende Fragen: Wann sind die Langquarze, wann die Risse in ihnen entstanden?

In Reihen angeordnet, dem Extern-"s" folgend finden sich selten in den großen Körnern Einschlüsse von (?) Plagioklas. Die Fugen in den Langquarzen setzen manchmal in benachbarte anders orientierte Körner fort.

Aus diesen Befunden schließe ich, daß die großen Quarzkörner postdeformativ kristallisierten; die Risse in ihnen dürften einer noch jüngeren Verformung zuzuordnen sein.

Auch das Gefüge der feinkörnigen Gesteinsgrundmasse ist posttektonisch kristallisiert; isometrische Kornquerschnitte und glatte Korngrenzen weisen auf eine statische Rekristallisation hin. Es ergibt sich daraus die folgende Zeitgliederung von Formung und Kristallisation:

Das Gestein wurde, wie auch die ihm benachbarten Blastomylonite nach Cordieritgneis - zerschert, und zwar vor dem Ende der varistischen Granitintrusionen. Es dürfte also die Rekristallisation in den Myloniten auf Erwärmungen beim Granitaufstieg zurückzuführen sein. Die lamellar angeordneten Fugen in den großen Quarzkörnern sind später entstanden; es liegt nahe, sie auf die Klüfte und Risse des Gesteins zu beziehen. Die Klüfte sind, wie man im Steinbruch sehen kann, nicht alle gleichen Alters. Eine systematische Untersuchung darüber steht noch aus, es haben aber an den Quer- und Diagonalklüften - mit diesen sind die Fugen im Quarz zu konfrontieren - kleinere Verschiebungen (Striemung auf Kluftflächen) noch in jüngerer Zeit (Kreide, Tertiär) stattgefunden. Andere Klüfte mögen, wie ich aus ihrer Lage zum Hang und aus Beobachtungen im Steinbruch am Unterberg schließe, böschungsbedingt sein (Diagramm Abb. 42).

Blastomylonit nach Cordieritgneis.

Die Beschreibung richtet sich nach Lesesteinen von den Feldern zwischen Arnbruck und Drachselsried. An der Straße nahe Exenbach finden sich m-große Blöcke des unverformten Granat-Cordierit-Gneises, wie er aus der Gegend von Bodenmais bekannt ist; unmittelbar daneben liegen die Blastomylonite.

Es sind dies graue (leicht braune) Gesteine. In einer dichten Grundmasse liegen Einsprenglinge von Feldspat, Cordierit und Granat mit Durchmesser zwischen 2 und 8 mm.

Die Koordinaten des Gefüges lassen sich bei den unverwitterten Handstücken weder aus der Textur der Grundmasse, noch aus einer Gestaltregelung der Einsprenglinge sicher ableiten. Dies gelingt auch nur schlecht im Schliffbild.

Unter dem Mikroskop sieht man ein kataklastisches, z.T. fluidaltexturiertes porphyrisches Gefüge. Im Schliff 5145 finden sich unter den Porphyroklasten Plagioklas (in einem

Fall mit einem eingeschlossenen zirkonführenden Biotit), Cordierit, Glimmeraggregate und Quarzanhäufungen in ihrem ursprünglichen vom Cordieritgneisherrührenden Kornverband. Die Grundmasse des Gesteins (Korndurchmesser 0,03mm und kleiner) besteht aus Quarz, Plagioklas, teilweise chloritiertem Biotit und Akzessorien, darunter Orthit.

Die Quarze der Gesteinsgrundmasse bilden ein Polygonalgefüge isometrischer Körner. Das Diagramm Abb. 39 zeigt die Raumlagen der Hauptachsen von 100 Körnern (von denen allerdings nur etwa 20 konometrisch vermessen werden konnten). Eine wesentliche Abweichung von einer zufälligen Punktverteilung ist nicht gegeben.

Der Blastomylonit von der Plattenhöhe (Blatt Unterfrauenau).

Die Beschreibung dieses Gesteins entnehme ich der Arbeit STEINER'S: Es handelt sich um blauschwarze, feinkörnige weitgehend plattgeschiefterte Gesteine. Sie liegen vor in Form von z.T. großwellig verbogenen Gleitplatten; diese sind ihrerseits von jüngeren Scherzonen dikordant durchschnitten. Unter dem Mikroskop erkennt man stärkstens durchbewegte Gesteine: Im Schliff 4149 finden sich gerundete, meist etwa 0,5mm große Plagioklase (Oligoklas-Andesin) verzwillingt nach Albit- und Periklingesetz, seltener Mikrokline - in einer um ein Vielfaches feinerkörnigen Grundmasse aus Quarz, Plagioklas, Biotit, Hornblende und akzessorisch Apatit, Zirkon, Orthit und Erz.

Der Biotit ist fein zerhackt, die Blättchen sind selten geregelt, Meist richten sie sich in ihrer Lage nach den Plagioklaseinsprenglingen.

Der Quarz bildet unregelmäßige Kornpflaster, die jedoch nicht allzustark verzahnt sind. Sein Korndurchmesser beträgt meist zwischen 0,08 und 0,1 mm; selten finden sich Aggregate mit Durchmassern bis 0,3 mm.

Das Diagramm Abb. 38 zeigt die Raumlage von 100 Quarzhauptachsen, eine schwache, allerdings nicht sicher typisierbare Regelung ist zu erkennen. Manche Quarze löschen undulös aus.

Das Diagramm Abb. 43 stammt von einem Quarzband im Blastomylonit. Offensichtlich sind hier die Körnerstraff geregelt.

Die Schliffskizze in der Mitte des Diagrammes soll andeuten, daß innerhalb der Blastomylonitlagen eine Schieferung ausgebildet ist, welche in spitzem Winkel zur Begrenzung der Quarzbänder liegt. In der Abbildung 15 der Arbeit STEINER'S sieht man eine entsprechende Erscheinung.

Die Verteilung der Punkte im Diagramm scheint sich, wie auch die Kornform der Quarze in den hellen Lagen auf die Schieferung der Blastomylonite zu beziehen.

Es ergibt sich: Das Gefüge des Quarzes in der Gesteinsgrundmasse (schwache Regelung), wie auch der hellen, fast nur aus Quarz bestehenden Lagen (straffe Regelung) ist auf die Blastomylonitische Formung des Gesteins entlang von Scherflächen zurückzuführen. Quarz erlebte postdeformativ eine schwache Rekristallisation. Hinweise dafür, daß das Gestein zweimal in verschiedenem Sinn zerschert wurde, ließen sich nicht aus dem Gefüge der beiden Schliffe ablesen.

Quarzitischer Blastomylonit vom Lassenstein.

Nach WINTER bilden diese Quarzite "innerhalb der porphyrokörnigen Blastomylonite scharf abgesetzte mehrere cm starke Lagen." Sie finden sich manchmal auch in intensiv verfälschtem Biotit-Plagioklas-Gneis; sie erweisen sich hier als faltungskompetenter.

Bei dem Handstück zu dem Schliff 3442 handelt es sich um einen feinkörnigen, straff geregelten grünlichgrauen Quarzit. Der Lagenbau in ihm ist, wie man an der Form der Feldspatporphyroklasten am Rande des Stückes sehen kann, auf die Scherung des Gesteins zurückzuführen. Nach diesen Flächen bricht das Gestein, ferner auch nach glatten Klüften, welche schief zur Faser wie zu den "s"-Flächen liegen. Der Schliff 3442 entspricht etwa ac der Handstückskoordinaten.

Das mikroskopische Bild zeigt ein Gefüge aus einzelnen Plagioklasporphyroklasten mit schlecht verheilten Rissen, aus wenigen chloritisierten Biotiten in einer Grundmasse von Quarz. Dieser ist, wie schon mit dem Gipsblatt erkennbar, ausgezeichnet geregelt (Diagramm Abb. 40).

Auch nach der Gestalt sind die Quarzkörner gut geregelt. Aus der Zahl der durchfahrenen Korngrenzen pro Transportweg des Schliffes (Kreuztisch) ermittelte ich das Verhältnis von Breite senkrecht "s" zu Länge parallel "s". Dabei ergibt sich 1:2,4 .

Einige Quarzkörner löschen undulös aus. Die Grenzen zwischen den Quarzkörnern sind mäßig gezackt. In "s" benachbarte Individuen scheinen inniger miteinander verzahnt zu sein. Ich leite aus diesen Befunden ab, daß der Quarz spät- bis posttektonisch rekristallisierte, daß der Rekristallisationsvorgang aber nicht abgeschlossen ist.

Die blastomylonitische Überformung der Gneise in der Rundinger Zone.

Es wurden die Quarzgefüge einiger Blastomylonite studiert. Die Körner sind meist geregelt, allerdings gelingt es bei den Gesteinen von Drachselsried und bei den überformten Cordieritgneisen nicht, die Regelung zu typisieren. Offensichtlich ist nur bei hohem Quarzgehalt der Gesteine eine klar zu deutende Regelung zu erwarten. So sieht man in Abbildung 40, dem Diagramm des Quarzites vom Lassenstein eine Gürtelkonfiguration. Einen Kreuzgürtel sieht man in Diagramm 41 (Schliff 2963) ; dieser Quarzit stammt allerdings nicht aus der Rundinger Zone, sondern von einer Gleitplatte in dem Steinbruch nahe Schachtenhaus (Bl. Hirschbach).

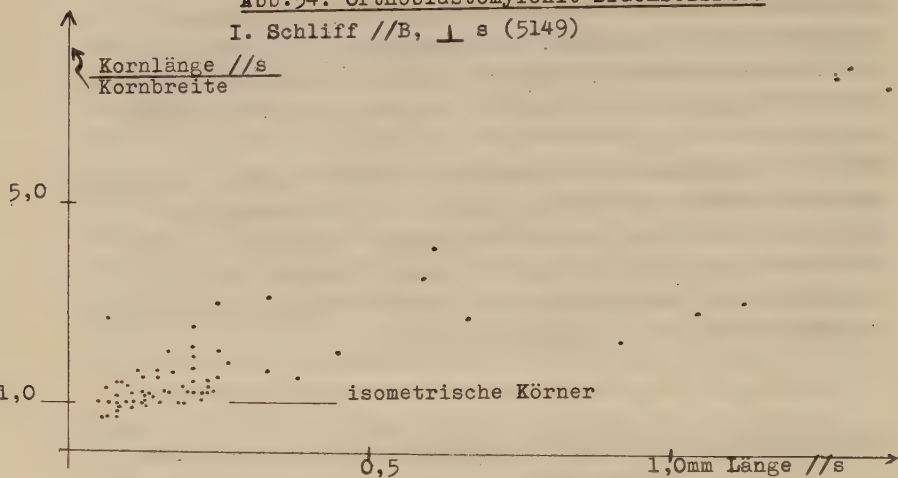
Die folgenden Merkmale des Quarzgefüges sind bei allen Blastomyloniten zu beobachten: Glatte, selten stärker verzahnte Korngrenzen und geringe Anzeichen intragranularer Spannungen. Hieraus schließe ich für alle untersuchten Proben auf eine spät- bis posttektonische, aber z.T. nicht abgeschlossene statische Rekristallisation des Quarzes.

Die Mineralgesellschaft in den Parablastomyloniten gleicht der der entsprechenden geschonten Gneise. FISCHER hat deshalb angenommen, daß die Gneise in tieferen Krustenbereichen zerschert wurden (Tiefenmylonite).

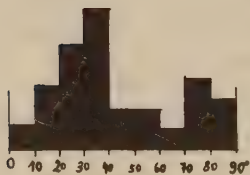
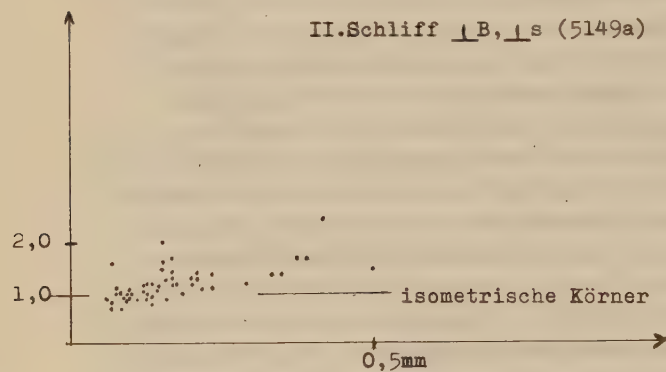
Man kann auch vermuten, daß die Rekristallisation des Quarzes in den Myloniten durch die Erwärmung beim Aufstieg der sudetischen Granite bedingt wurde.

Abb.34: Orthoblastomylonit Drachselsried

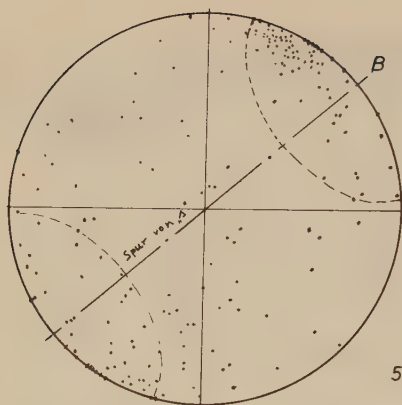
I. Schliff //B, $\perp$ s (5149)



II. Schliff $\perp$ B, $\perp$ s (5149a)

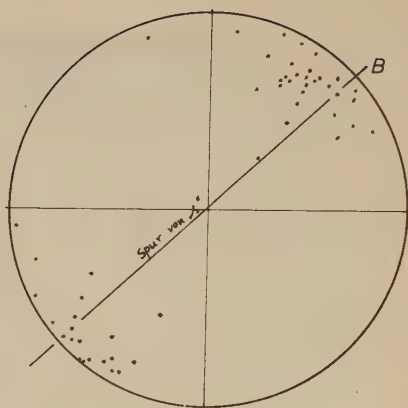


Winkel zwischen den
Quarz-c-Achsen und den Polen
auf Fugen in den Körnern.

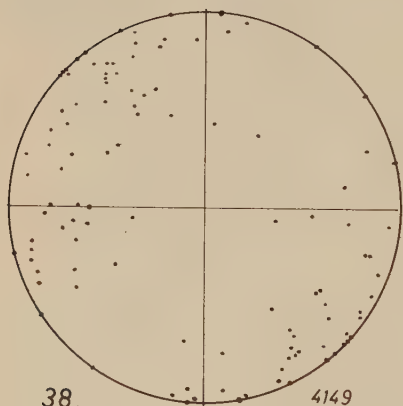


36.

5149

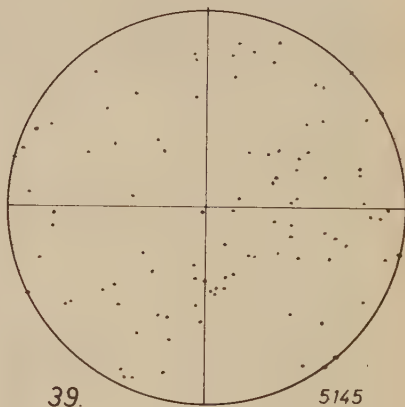


37.



38.

4149



39.

5145



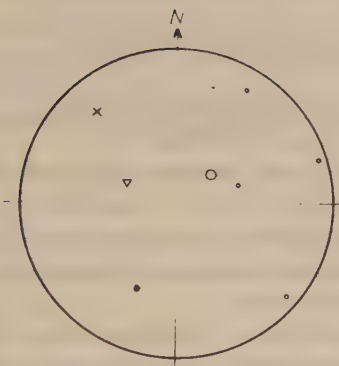
40.

3442



41.

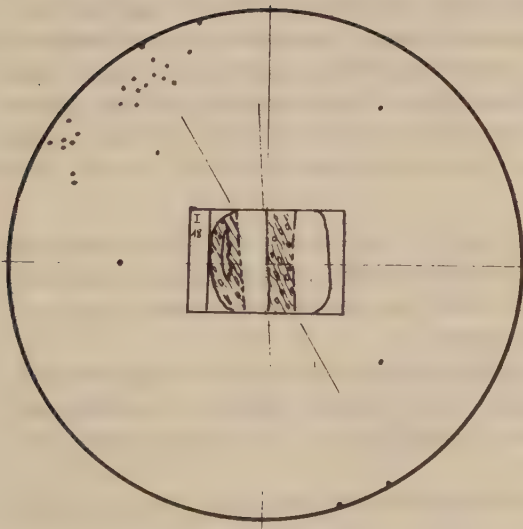
2963



Lage der LINEARE x ,
 der s-FLÄCHE • ,
 der KLÜFTE • ,
 eines GRANITGÄNGCHENS (FISCHER) ▽
 und die BÖSCHUNG O

42.

BEI DEM STEINBRUCH AM UNTERBERG NAHE DRACHSELSRIED.



43. BLASTOMYLONIT PLATTENHÖHE; QUARZ IN HELLEN LAGEN IST GUT GEREGLT.
 (SCHLIFFSKIZZE IN DER MITTE DES DIAGRAMMES)

Zusammenfassung.

Quarzgefüge von Tektoniten aus dem ostbayerischen Grenzgebirge wurden untersucht.

Durch statistischen Vergleich der Punktdiagramme mit Zufallsverteilungen, ähnlich wie dies auch WINCHELL und KAEMMEL taten, habe ich festgestellt, bei welchen der Gesteine das Quarzgefüge geregelt ist.

Die Merkmale des Kornverbandes und die Möglichkeiten, diese zu beschreiben, wurden diskutiert unter dem Gesichtspunkt von Rekristallisationsversuchen an Metallen.

Aus den Eigenschaften der Raumlage und des Verbandes von Gefügekörnern kann man die Zeitigkeit zwischen Deformation und Rekristallisation in Gesteinen ablesen. Dies habe ich bei den Gneisen versucht.

a) Gesteine der moldanubisch-saxothuringischen Grenzzone: Eine deutliche Regelung der Quarze wurde nur bei den Graphit-quarziten vom Fahrnbühl beobachtet.

Betrachtet man diese als metamorphisierte gotlandische Lydite, so muß man für ihre Deformation varistisches Alter annehmen. Es wurden diese Gesteine jedenfalls vor der Intrusion der sudetischen Granite verformt. Die Deformation war mindestens ein zweiaktiger Vorgang: Zuerst wurden die das Gestein leicht diskordant durchsetzenden hellen Bänder gebildet und diese ihrerseits wurden später verfaultet. Die Quarze in den hellen Bändern kristallisierten am Ende dieser Faltung.

b) Gesteine aus dem Dach des Moldanubikums: Im Ossergebiet findet man ältere, in nördlicher Richtung streichende Faltenachsen, welche um E-W- bis SE-NW-streichende, jüngere Achsen herumgebogen wurden.

Es konnte in einem Fall gezeigt werden, daß die Quarze bei der älteren Faltung geregelt wurden (Maximum I und Kreuzgürtelkonfigurationen beziehbar auf eine heute verbogene Lineare).

Zwischen den beiden Faltungen muß man einen größeren Zeitabstand annehmen.

In den Gneisen des Arber-Kaitersbergzuges finden sich

höher metamorphe Äquivalente der Ossergesteine. Das Quarzgefüge ist hier weitgehend entregelt worden. Es muß hier, wie man auch an den Felsaufschlüssen des Schwarzeck oder am Arber sieht, nach der zweiten Faltung zu anatektischen Aufschmelzungen gekommen sein.

c) Die Gneise wurden später an zahlreichen Bewegungshorizonten zerschert. Derart verformte Gesteine -Blastomylonite- finden sich in der Rundinger Zone und am Pfahl. Wenn Quarz in genügender Menge am Aufbau des Gesteins beteiligt ist so ist dessen Teilgefüge geregelt. So ergaben sich z.B. bei Proben vom Lassenstein Maxima und Gürtelkonfigurationen. Die Mineralfazies der Blastomylonite entspricht manchmal der der Ausgangsgesteine. Bei einer spät- bis posttektonischen Erwärmung ist Quarz statisch rekristallisiert.

In den moldanubischen Gesteinen sind also nachgewiesen: Faltung I, Faltung II, Anatexis, Scherungen gefolgt und z.T. zeitlich überlagert von Granitintrusionen. Daß diese Ereignisse in der angegebenen Reihenfolge stattfanden, erscheint gesichert. Umstritten ist das Alter der Deformationen. Gefügekundliche Betrachtungen alleine reichen nicht hin, eine begründete Altersdeutung zu formulieren; durch sie kann man nur die Reihenfolge von Vorgängen ermitteln.

Literaturverzeichnis

- ANDAC, M. A.: Geologie und Petrographie des Falkenberger Granitmassivs und seiner Ganggefölgenschaft. Diss. Univ. München 1958.
- AVNER, S. H.: Introduction to Physical Metallurgy (Mc Craw Hill 1964)
- BARTH, T. F. W.-
CORRENS, G. W. - Die Entstehung der Gesteine.
(Springer Berlin 1939)
- ESKOLA, P.:
- BAILEY, A. R.: A Textbook of Metallurgy. (London 1961)
- BEDERKE, E.: Das Alter des moldanubischen Grundgebirges.
Geol. Rdsch. 45 1957
- BENES, K.: Zum Problem der moldanubischen und assynthischen Faltung im Kerne der Böhmisohen Masse. (Krystallinikum 1 1962 Prag)
- BORG, I. Y. und
MAXWELL, J. C.: Interpretation of Fabrics of Experimentally Deformed Sands.
Am. Journ. Sci. 254 1956, S. 71-81
- BRACE, W. F. und
WALSH, J. B. : Some Direct Measurements of the Surface Energy of Quartz and Orthoclase.
(Amer. Min. 47 1962)
- BRAITSCH, O.: Quantitative Auswertung einfacher Gefügediagramme. Heidelb. Beitr. 5 1956
- BURGERS, W. G.: Principles of Recrystallization in GILMAN:
(The Art and Science of Growing Crystals 1964)

- CARTER, N. L.- Experimental Deformation and
 CHRISTIE, J. M.- Recrystallisation of Quartz.
 GRIGGS, D. T.: Journ. Geol. 72 H 6, 1964
- CHALMERS, B.: Structure of Crystal Boundaries.
 Proc Metal. Phys. 3 1952
- CHRISTIE, J. M.- Experimental Evidence of Basal
 GRIGGS, D. T. Slip in Quartz
 CARTER, N. L.: Journ. Geol. 72 H 6, 1964
- CHUDOKA, K. F.: Zum Rekristallisationsbegriff in
 der Metallkunde und in der Mineralogie.
- CORRENS, C. W.: Beiträge zur Petrographie und
 Genesis der Lydite. (Kieselschiefer)
 Mitt. preuß. geol. L. A. Abt. Erz-
 Salz- u. Gesteinsmikr. 1924
- COTTRELL, C. W.: Dislocations and Plastic Flow in
 Crystals. London 1953
- DIMROTH, E.: Eine Theorie der Korngefügestatistik.
 N. Jb. Min. Mh. 1962 10
 Untersuchungen zum Mechanismus von
 Blastesis und Syntexis in Phylliten
 und Hornfelsen des südwestlichen
 Fichtelgebirges.
 Tschemm. Min. petr. Mitt. 8 H 2,
 3, 4. 1962
- DRESCHER- Zur Darstellung des Regelungsgrades
 KADEN, F. K.: eines Gefüges.
 Tschemm. Min. petr. Mitt. 4 1954
- FAIRBAIRN, H.W.- Structural Petrology of Deformed
 CHAYES, F.: Rocks. (Cambridge, Mass. 1949)

- FISCHER, G.: Mechanisch bedingte Streifungen
am Quarz.
Zbl. Min. Abt. A. 7 1925
Die Gabbroamphibolitmasse von Neu-
kirchen hl. Blut....
N. Jb. Min. 60 1929
Der Bayerische und Böhmer Wald.
Jb. preuß. geol. LA. 1938
Über das Grundgebirge der Bayerischen
Ostmark.
Jb. preuß. geol. L.A. 1938
Über das Moldanubikum der Bayeri-
schen Oberpfalz.
6 Sonderheft "Aufschluß" 1957
Über das Moldanubikum in Bayern.
Vestnik UUG, roc XL 1965
Führer zur Nachexkursion in den
Bayerischen Wald(44 Jahrestagung
Dt. Min. Ges. 1966).
- FRANKE, H.: Stichwort Rekristallisation in
Lexikon der Physik (Stuttgart 1959)
- FULLMANN, R. L.: The Equilibrium Form of Crystalline
Bodies
Acta Metall. 5 1957
- GAERTNER, H. R. v.: Probleme des Saxothuringikums.
Geol. Jb. 65 1949
- GILMAN: Siehe BURGERS.
- GRIGGS, D. T.- Experiments Bearing on the Oriën-
tation of Quartz.
Geol. Soc. Amer. Bull. 49 1938
- BELL: Deformation of Rocks at 500° to
800°
Geol. Soc. Amer. Mem. 79 1959
- GRIGGS, D. T.-
TURNER, F. J.-
HEARD, H.:

- | | |
|----------------------------|---|
| GRIGOR'EV, D.P.: | Ontogeny of Minerals.
(übersetzt a. d. Russ. Jerusalem
1965) |
| GRUBENMANN, U.- | Die Gesteinsmetamorphose. |
| NIGGLI, P.: | (1924 Bornträger Berlin) |
| GÜMBEL, C. W. v.: | Geologie von Bayern 1894. |
| HARTMAN, P.: | The Equilibrium Forms of Crystals
(Acta Cryst. <u>11</u> 1958) |
| HOFMANN, R.: | Die Tektonik des bayerischen Pfahls.
Geol. Rdsch. <u>52</u> 1962 |
| HOLUBEC, J.: | Superposition der Deformationsakte,
Stadien und tektonische Zyklen.
KRYSTALLINIKUM <u>1</u> 1962 |
| KAEMMEL, Th.: | Über einige Merkmale is o troper, fast
is o troper und scheinbar is o troper
Gefüge.
Geologie <u>4</u> 1955 |
| KLEBER, W.: | Angewandte Gitterphysik (De Gruyter
1960). |
| KLOCKMANN-
RAMDOHR, P.: | Lehrbuch der Mineralogie (1954) |
| KNEUPER, G.: | Brecciengrößen-Analyse, ein Hilfs-
mittel zur kleintektonischen Unter-
suchung größerer Störungen.
N. Jb. Geol. Pal. Mh. <u>7</u> 1958 |
| KOLLER, S.: | Stat. Tafeln
Steinkopf Darmstadt 1954 ? |
| KOSSMAT, F.: | Gliederung des variszischen Gebirg-
baues.
Abh. Sächs. geol. L. A. leipzig 1937 |
| KRETZ: | Interpretation of the Shape of Mineral
Grains in Metamorphic Rocks.
Journ. of Petrology <u>7</u> 1966 |

- IADURNER, J.: Beiträge zur Typisierung von Quarz-
falten.
Min. Petr. Mitt. 2 H 1. 1950
- LINDER, A.: Statistische Methoden. Basel 1961
- MARCH, A.: Mathematische Theorie der Regelung
nach der Korngestalt bei affiner
Deformation.
Ztschr. f. Krist. 81 1932
- MASING, G.: Lehrbuch der allgemeinen Metallkunde
(Springer 1959)
- METZ, K.: Lehrbuch der tektonischen Geologie.
(Enke Stuttgart 1957)
- MULLIN, J. W.: Crystallization. (London 1961)
- NEMEC, D.: Symmetrie der Gefügediagramme mittels
statistischer Methoden beurteilt.
N. Jb. Min. Mh. 1960
- Das Quarzgefüge im Moravicum und im
benachbarten Moldanubicum Westmährens.
Geologie 8 1959
- NICKEL, E-
DÖNHOF, J.: Gefügekonometrie als U-Tisch-Schnell-
methode.
N. Jb. Geol. Pal. Mh. 6 1955.
- NIGGLI, P.: Gesteine und Minerallagerstätten I
(Birkhäuser Basel 1949)
- PINCUS, H. J.: The Analysis of Aggregates of
Orientation Data in the Earth Sciences.
Journ. Geol. 61 1953
- PIWOWARSKY, E.: Allgemeine Metallkunde (Bornträger
1934)
- QUENSEL, P.: Zur Kenntnis der Mylonitbildung,
erläutert an Material aus dem Kebne-
kaisegebiet.
Bull. Geol. Inst. Upsala 15 1916

- RAMSAY, G. J.: The Deformation of Early Linear structures in Areas of Repeated Folding.
Journ. Geol. 68 1960
- The Geometry and Mechanics of Formation of "Similar" Type Folds.
Journ. Geol. 70 1962
- RAMSAUER, H.: Achsenverteilungsanalysen an Quarztektoniten.
Diss. Innsbruck 1941
- SANDER, B.: Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper I, II, 1948 (Springer, Wien)
- SANDER, B.-
KASTLER, D.-
LADURNER, J.: Zur Korrektur des Schnitteffektes in Diagrammen heterometrischer Körner.
Sitzg. Ber. Öst. Akad. Wiss. 163 d H. 6, 7 1954
- SANDER, B.: Zur Bestimmung symmetrologischer Typen der Gefügeelemente im Kugelschnitt durch das Gefüge.
Tschern. Min. petr. Mitt. 6 1956
- SENG, H.: Für das Riecke'sche Prinzip.
N. Jb. Min. 1937
- SMEJKAL, V.: Anomalous Potassium-Argon Absolute Ages of the Migmatitic Cordierite Gneisses from the SW-Part of the Czech Massif.
Krystallinikum III Prag 1965
- SUESS, F. E.: Intrusionstektonik und Wandertektonik im variszischen Grundgebirge. (Berlin 1927)
- SVOBODA, J.; et al: Regional Geology of Czechoslovakia I. Prag 1966.

- SCHÄFFLER-
ZOZMANN, J.: Gefügeanalysen an Quarzfalten.
N. Jb. Min. Abh. 87 1955
- SCHMIDT, W.: Tektonik und Verformungslehre.
1932 (Bornträger, Berlin)
- SCHMID, E-
BOAS, W.: Kristallplastizität. (Springer 1935)
- SCHREYER, W.: Über das Alter der Metamorphose im
Moldanubikum des südl. Bayerischen
Waldes.
Geol. Rdsch. 46 1957
- SCHRÖCKE, H.: Zur Kenntnis der metamorphen Kiesla-
gerstätte der St. Johanniszeche bei
Lam im Bayerischen Wald.
Geol. Bavar. 25 1956
- SCHÜLLER, A.: Über epizonal verformte Magmatite
des westlichen Fichtelgebirges, ihre
genetische Ableitung und ihre Weiter-
bildung in Hornfelsfazies.
Abh. Sächs. Akad. Wiss. Math-phys.
Kl. 42 1934
- STORM, R.: Wahrscheinlichkeitsrechnung, mathe-
matische Statistik und statistische
Qualitätskontrolle.
VEB. Fachbuchverlag Leipzig 1965
- TERRA, H. de.: Die Umgebung von Erbdorf. Beiträ-
ge zur Geologie der Oberpfalz.
N. Jb. Min. BB 51 1925
- TERTSCH, H.: Die Festigkeitseigenschaften der
Kristalle.
(Springer, Wien 1949)
- TEUSCHER, E. O.: Die Kalksilikatfelse der nördlichen
Oberpfalz.
Geol. Bavar. 14 B 1952

- TEUSCHER, E. O.: Methodisches zur quantitativen
Strukturgliederung körniger Gesteine.
Min. petr. Mitt. 44 Leipzig 1933.
- TURNER, F.- **Igneous** and Metamorphic Petrology
VERHOOGEN.: New York 1951
- VEJNAR, Z.: Zum Problem des absoluten Alters der
kristallinen Schiefer und der Intrusi-
va des westlichen böhmischen
Kristallins.
Krystallinikum I Prag 1962
- VERHOOGEN, J.: Geological Significance of Surface
Tension.
Journ. Geol. 56 1948
- VOLL, G.: Stoff, Bau und Alter in der Grenzzone
Moldanubikum/Saxothuringikum in
Bayern.
(Beih. Geol. Jb. 42 Hannover 1960)
Zur Frage des Stofftransportes auf
den Korngrenzen metamorpher Gesteine.
Geol. Rdsch. 51 1961
New Work Petrofabrics.
Liverpool 1960 Geol. Journ.
- de VORE, G.: Role of the Minimum Interfaced Free
Energy in Determining the Macroscopic
Features on Mineral Assemblages.
Journ. Geol. 67 1959
- WENK, F.: Untersuchungen über zufällige Verteilung....
Zb. Min. Abt. 1931
- WINCHELL, H.: New Method of Interpretation....
Amer. Min. 22 1937

- WULFF, G.: Zur Frage der Geschwindigkeit des Wachstums und der Auflösung der Krystallflächen.
Z. Krist. Min. 34 1901
- WURM, A.: Über die neu aufgedeckten Erbdorfer Blei- Zink- Erzgänge und ihre Bedeutung für die Altersstellung der Oberpfälzer und Oberfränkischen Erzgänge.
Geogn. Jb. 34 München 1921.
Geologie von Bayern.
(Bornträger Berlin 1961)
- ZOUBEK, V. et. al.: Tectonic Development of Czechoslovakia. Prag 1960.
- ZWART, H. J.: On the Determination of Polymetamorphic Mineral Associations and its Application.
Geol. Rdsch. 52 1963

Diplomarbeiten aus dem Institut für Gesteinskunde:

- DIMROTH, E. (1958), DÜSING, C. (1957), KRAUSS, U. (1963),
MADEL, J. (1965), REICH, H. (1965), PROPACH, G. (1965),
STEINER, L. (1965), WINTER, H. (1963), GRAUERT, B. (1963).

Lebenslauf.

Am 6.7. 1936 wurde ich als Sohn des Dr. Otto Krauß und seiner Ehefrau Marie in Worms/Rh. geboren.

Die Volksschule besuchte ich seit 1942 in Berlin-Schlachtensee, 1943 und 1944 in Tornow (Kreis Calau) und nach dem Krieg in Offenbach/Main.

Hier trat ich 1946 in die höhere Schule A (später Rudolf-Koch-Realgymnasium) ein. Die Reifeprüfung legte ich in Wiesbaden 1958 (Realgymnasium an der Oranienstraße) ab, wohin unsere Familie 1955 gezogen war.

An der Johannes-Gutenberg-Universität in Mainz studierte ich Geologie. Nach dem Vorexamen (SS.1960) setzte ich das Studium an der Ludwig-Maximilians-Universität in München fort. Nach der Diplomgeologen-Hauptprüfung (1963) übertrug mir Professor Fischer das Thema für die Dissertation.

BAMBERGER FOTODRUCK · RUDOLF RODENBUSCH
8600 BAMBERG - Markusplatz 22 · Telefon: 0951/26794